

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra y Astronomía II



TESIS DOCTORAL

**Análisis de engelamiento y nevadas en la Península Ibérica
mediante modelos numéricos**

**Analysis of icing and snowfall in the Iberian peninsula by
numericals**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Sergio Fernández González

Directores

**Francisco Valero Rodríguez
José Luis Sánchez Gómez**

Madrid, 2017

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra y Astronomía II



**ANÁLISIS DE ENGELAMIENTO Y NEVADAS
EN LA PENÍNSULA IBÉRICA MEDIANTE
MODELOS NUMÉRICOS**

**ANALYSIS OF ICING AND SNOWFALL IN THE
IBERIAN PENINSULA BY NUMERICAL MODELS**

Sergio Fernández González

Madrid, 2016

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra y Astronomía II



TESIS DOCTORAL

**ANÁLISIS DE ENGELAMIENTO Y NEVADAS EN LA PENÍNSULA
IBÉRICA MEDIANTE MODELOS NUMÉRICOS**

**ANALYSIS OF ICING AND SNOWFALL IN THE IBERIAN
PENINSULA BY NUMERICAL MODELS**

Memoria para optar al grado de doctor con Mención Internacional

Presentada por:

Sergio Fernández González

Directores de tesis:

Dr. Francisco Valero Rodríguez

Dr. José Luis Sánchez Gómez

Madrid, 2016

Análisis de engelamiento y nevadas en la península ibérica mediante modelos numéricos

Analysis of icing and snowfall in the Iberian Peninsula by numerical models

Autor:

Sergio Fernández González

Directores:

Dr. Francisco Valero Rodríguez, Universidad Complutense de Madrid

Dr. José Luis Sánchez Gómez, Universidad de León

La presente Memoria de Tesis Doctoral ha sido elaborada gracias a las ayuda para contratos predoctorales de Formación del Profesorado Universitario (FPU, convocatoria del año 2010) concedida por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, con referencia *AP 2010-2093*.

*A todas las personas
que me han apoyado
durante todos estos años,
en especial a mi familia*

Agradecimientos

En primer lugar quiero dar las gracias al Ministerio de Educación, Cultura y Deporte por facilitarme el desarrollo de esta tesis doctoral mediante las ayudas para contratos predoctorales de Formación del Profesorado Universitario, ya que si no hubiera sido beneficiario de este programa hubiese sido prácticamente imposible finalizar esta tesis.

Quiero agradecer especialmente a mis directores de tesis, quienes me han ofrecido la posibilidad de desarrollar esta investigación aprendiendo a trabajar con multitud de instrumentación y modelos numéricos, lo que sin lugar a dudas ha hecho que este periodo haya sido mucho más provechoso. Pero todos estos equipos no hubiesen servido de nada sin la ayuda que me han prestado todos los miembros tanto del grupo de investigación de Meteorología, Aplicaciones del Clima y Modelización de la Universidad Complutense de Madrid, como del Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de León. Todas estas personas comenzaron como compañeros de trabajo pero han terminado siendo grandes amigos, que me han ayudado a superar todas las dificultades que han ido surgiendo a lo largo de estos cuatro años, y con los que también he pasado grandes momentos en Madrid, Zaragoza, Rascafría, León y Taiwán.

No quiero olvidarme de la gente que trabaja en la Academia Sinica de Taipei y que me han alegrado las estancias que he realizado en este centro. Muchas gracias por su simpatía y amabilidad, así como por las facilidades que me han dado para proseguir desde allí con mi investigación. Tanto o más importantes han sido los amigos que allí hice y que me ayudaron a superar estas estancias cuando se echaba de menos tantas cosas.

Durante el tiempo que pasé en Rascafría también fueron de gran ayuda tanto el personal del embalse de Pinilla como del observatorio meteorológico del Puerto de Navacerrada. Se agradecía enormemente esas charlas en esos lugares tan aislados.

Esta tesis no hubiese sido posible sin el apoyo incondicional de mi familia, que siempre me ha ayudado tanto en los buenos como en los malos momentos. Es muy importante para mí saber que siempre van a estar ahí.

También han sido imprescindibles mis amigos que me han ayudado a desconectar cuando más lo necesitaba. Ha habido muchas ocasiones en que su apoyo después de tantas horas de trabajo ha sido imprescindible.

Y como no, muchas gracias a la persona más importante de mi vida por aguantarme durante todo este tiempo, y por animarme cuando las cosas no salían todo lo bien que deberían.

Resumen

Año tras año no cesan de aumentar las pérdidas tanto económicas como personales causadas por desastres naturales. Durante las últimas décadas ha aumentado la exposición ante ciertos riesgos meteorológicos, debido principalmente al aumento de la población y la construcción de viviendas e infraestructuras en zonas inadecuadas. Así mismo, es posible que dentro del actual escenario de calentamiento global se esté incrementando tanto la virulencia como la frecuencia con la que aparecen determinados fenómenos meteorológicos. Considerando este escenario resulta de vital importancia la mejora del conocimiento de estos fenómenos, con el fin de conocer con precisión y con la mayor antelación posible el alcance que pudiera tener un determinado fenómeno meteorológico. Esto permitiría reducir la vulnerabilidad al riesgo y, de esta forma, minimizar los daños provocados.

Con este propósito, en esta memoria de tesis doctoral se pretende analizar en detalle determinados riesgos meteorológicos. Concretamente, esta investigación se va a enfocar en el análisis mediante modelos numéricos de predicción meteorológica de episodios de engelamiento y nevadas registrados en la península ibérica. En la actualidad todavía existe elevada incertidumbre a la hora de predecir de forma adecuada este tipo de episodios, lo que dificulta la toma de decisiones en situaciones de emergencia.

Durante los últimos años, el gran desarrollo de la informática ha posibilitado un gran avance de los modelos numéricos, permitiendo anticiparse a las condiciones atmosféricas esperadas para las próximas horas, días e incluso meses. Debido a la pequeña escala en la que se desarrollan los fenómenos meteorológicos analizados en esta memoria de tesis doctoral, los modelos numéricos de baja resolución espacial generalmente empleados en la predicción operativa no los detectan con precisión. Además, el conocimiento de las condiciones microfísicas y termodinámicas asociadas con el engelamiento y nevadas no es totalmente preciso hoy día.

El modelo que se ha utilizado en esta investigación es el *Weather Research and Forecasting* (WRF). Se ha elegido por ser un modelo mesoescalar que permite realizar simulaciones con una elevada resolución tanto espacial como temporal. Además, dispone de varias parametrizaciones seleccionables según el fenómeno meteorológico que se desee estudiar. Esto permite que, según la zona sobre la que se vaya a aplicar la modelización, se pueda analizar qué parametrización se ajusta mejor a las particularidades del emplazamiento. Se trata de un modelo de código abierto, con las ventajas que este hecho ofrece frente a los modelos de uso restringido.

De forma adicional, este modelo permite la realización de predicciones por conjuntos o *ensembles* a partir de la combinación de distintas parametrizaciones. Lo que se consigue mediante esta metodología es contar con información probabilística acerca de la

ocurrencia de un determinado fenómeno meteorológico y, al mismo tiempo, ofrecer una cuantificación de la incertidumbre que presenta la simulación.

La primera fase de la investigación se ha centrado en la observación *in situ* de episodios de engelamiento y nevadas, para lo que se realizaron campañas experimentales para la recogida de datos meteorológicos durante este tipo de situaciones. Para el caso del engelamiento la zona de estudio elegida fue la Sierra de Guadarrama. Por otra parte, para el estudio de nevadas se ha seleccionado la cuenca del Duero. A lo largo de esta memoria de tesis doctoral se van a detallar las condiciones meteorológicas observadas durante los episodios de nevadas y engelamiento observados.

En superficie se ha podido disponer de datos proporcionados por: una cámara de nubes para la medida de la concentración de núcleos de congelación (IN); un radiómetro de microondas para la elaboración de perfiles verticales de temperatura, humedad, densidad de vapor y contenido de agua líquida; un micro radar capaz de obtener perfiles verticales de reflectividad y contenido de agua líquida; un sensor de tiempo presente para estimar la visibilidad, así como cantidad y tipo de precipitación.

Estos datos han sido complementados con los adquiridos por la sonda *Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer* (CAPS) instalada bajo el ala izquierda de la aeronave C-212-200, que fue utilizada para la obtención de datos dentro de sistemas nubosos durante 10 vuelos científicos realizados durante los inviernos de 2011/12 y 2012/13. Además, se han utilizado imágenes y datos adquiridos por el satélite METEOSAT de segunda generación (MSG) durante estos episodios.

Posteriormente, se han analizado un total de quince días durante los que se registraron nevadas en la cuenca del Duero. Estas nevadas fueron observadas durante los años 2013 y 2014 por los 97 pluviómetros y pluviométricos que componen la red de observación de la Confederación Hidrográfica del Duero. Se han seleccionado los eventos más generalizados dentro de la zona de estudio, fijando como criterio que hubiese nevado en al menos 20 municipios de la cuenca del Duero.

Finalmente, tanto los episodios de engelamiento como los de nevadas han sido modelizados con el WRF. El análisis de la observación de episodios de engelamiento y nevadas mediante instrumentación meteorológica nos ha permitido mejorar el conocimiento de los factores meteorológicos desencadenantes de estos fenómenos. Esta información ha sido fundamental a la hora de validar las simulaciones realizadas con el modelo WRF y, de esta forma, determinar la resolución espacial y la combinación de parametrizaciones óptima para cada zona de estudio analizada.

Los conocimientos adquiridos han posibilitado el desarrollo de nuevas aplicaciones para la previsión de engelamiento basadas en los factores meteorológicos asociados a su aparición. De forma análoga, se ha optimizado una herramienta para la gestión de nevadas utilizando una metodología de conjuntos que permite contar con información probabilística sobre el riesgo de nevadas. El uso adecuado de estas herramientas podría ahorrar grandes costes en la gestión de las infraestructuras de transporte afectadas por estos fenómenos meteorológicos y minimizar las interrupciones en su funcionamiento.

Summary

In recent years both personal and economic losses caused by natural disasters are increasing steadily. During the last decades, exposure to certain weather risks has grown mainly due to increased population and construction of housing and infrastructure in inappropriate areas. In the current frame of global warming it is also possible that both virulence and frequency of certain meteorological phenomena are increasing. Considering this scenario, it is vital to improve the knowledge of these phenomena in order to know accurately and as early as possible the magnitude that could have a particular weather phenomenon. This would reduce vulnerability to risk and, thus, it would minimize the damage.

For this purpose, the aim of this thesis is to analyze in detail certain weather risks. Specifically, this research will be focus on the analysis of icing and snow episodes recorded in the Iberian Peninsula by numerical weather prediction models . Nowadays there is still considerable uncertainty when it comes to adequately forecast such events, which makes very difficult the decision-making process during emergency situations.

In recent years, the rapid growth of information technology has enabled a breakthrough of numerical models, allowing the anticipation to the forecasted weather for the next few hours, days or even months. Because of the small scale in which weather phenomena discussed in this thesis are developed, numerical models of low spatial resolution do not forecast accurately these episodes. In addition, knowledge of microphysical and thermodynamic conditions associated with snow and icing is not completely accurate today.

The Weather Research and Forecasting (WRF) model has been used in this thesis. It has been chosen because it is a mesoscale model that allows simulations with high resolution in both space and time. It also has several selectable settings according to the weather phenomenon studied. This allows that, depending on the area on which the model is to be applied, different parameterizations can be analyzed in order to find the best suited to the particular site. It is an open source model, with the advantages that this offers over restricted use models.

Additionally, this model allows performing ensemble forecasts. What is achieved by this methodology is to have probabilistic information about the occurrence of a particular weather event and at the same time provide a quantification of the simulation uncertainty.

The first phase of the research has been focused on the observation of icing and snow episodes, for which experimental campaigns for the collection of meteorological data were performed. In the case of icing, the study area chosen was the Guadarrama Mountains. On the other hand, Duero basin was selected for the study of snow. Weather conditions observed during episodes of snow and icing will be detailed throughout this doctoral thesis

memory.

On the ground, data provided by the following instrumentation has been available: an isothermal cloud chamber for estimating the concentration of Ice Nuclei (IN); a radiometer for measuring vertical profiles of temperature, humidity, vapor density and Liquid Water Content (LWC); a micro radar able to get vertical profiles of reflectivity and LWC; a present weather sensor for registering the visibility, and the type and quantity of precipitation.

These data have been complemented with those acquired by the Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS) installed under the left wing of the C-212-200 aircraft, which was used to obtain data within clouds during the 10 scientific flights made during the winters of 2011/12 and 2012/13. In addition, we have used images and data acquired by the METEOSAT Second Generation satellite (MSG) during these episodes.

Subsequently, a total of fifteen snowfall episodes registered in the Duero basin have been analyzed. These events were observed during the years 2013 and 2014 by 97 gauges within the Duero Basin observation network. We have selected the most widespread events within the study area, setting a criterion that snowfall were registered in at least 20 municipalities of the Duero basin.

Finally, both icing and snowfall events have been simulated with WRF model. The analysis of icing and snow episodes registered by meteorological instrumentation has enabled us to improve the knowledge of meteorological factors triggering these phenomena. This information has been essential in validating the simulations with the WRF model, and thus determining the required spatial resolution and the optimum settings configuration.

The knowledge gained has enabled the development of new applications for icing forecast based on weather factors associated with its onset. Similarly, a tool has been optimized to manage snowfall events by using a methodology that allows providing probabilistic information about snowfall risk. Proper use of these tools could save huge costs in managing transportation infrastructure affected by these weather events and thus minimizing disruption in its operation.

Índice general

Agradecimientos	I
Resumen	III
Summary	VII
	Página
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Nubes relacionadas con engelamiento y nevadas	9
1.2. Tipos de hidrometeoros	12
1.3. Procesos microfísicos	14
1.4. Regiones y procesos asociados a engelamiento	23
1.5. Tipos de engelamiento	29
1.6. Grados de engelamiento	31
1.7. Patrones sinópticos conectados con nevadas	33
1.8. Intensidad de las nevadas	35
2. OBJETIVOS	39
3. DISEÑO EXPERIMENTAL	43
3.1. Proyecto asociado a la tesis doctoral	43
3.2. Zona de estudio	44
3.2.1. Sierra de Guadarrama	44
3.2.2. Cuenca del Duero	46

3.3. Instrumentación	48
3.3.1. <i>Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer</i> (CAPS)	48
3.3.2. Cámara de nubes	49
3.3.3. Sensor de tiempo presente VPF-730	51
3.3.4. Micro Rain Radar 2	51
3.3.5. Radiómetro de microondas MP-3000A	53
3.3.6. Satélite METEOSAT	54
3.4. Modelización	56
3.4.1. <i>Weather Research and Forecasting model</i> (WRF)	58
4. RESULTADOS	61
4.1. WEATHER FEATURES ASSOCIATED WITH AIRCRAFT ICING CONDITIONS: A CASE STUDY	63
4.2. OBSERVATION OF A FREEZING DRIZZLE EPISODE: A CASE STUDY	87
4.3. ANALYSIS OF A SEEDER-FEEDER AND FREEZING DRIZZLE EVENT	103
4.4. NUMERICAL SIMULATIONS OF SNOWFALL EVENTS: SENSITIVITY ANALYSIS OF PHYSICAL PARAMETERIZATIONS	125
5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	149
6. CONCLUSIONES	155
Conclusions	161
7. FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	165
8. LISTADO DE PUBLICACIONES	169
Bibliografía	173
A. ACRÓNIMOS	183

Índice de figuras

1.1. Las nubes bajas que se aprecian en la fotografía son nubes en fase líquida que fueron captadas en el embalse de Pinilla durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.	10
1.2. Nubes altas en fase sólida fotografiadas desde el embalse de Pinilla.	10
1.3. Nubes en fase mixta fotografiadas desde el embalse de Pinilla. Al presentar regiones nubosas con temperatura mayor de -15°C aparece agua líquida, mientras que la precipitación observada en superficie en forma de nieve indica la existencia de cristales de hielo en la nubosidad.	11
1.4. Imágenes de diversos hidrometeoros captados por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200.	13
1.5. Esquema de la localización dentro de una nube de los distintos tipos de procesos microfísicos.	14
1.6. Diferentes morfologías adoptadas por los cristales de hielo en función de la temperatura y sobresaturación a la que se forman. Fuente: <i>Libbrecht</i> (2005).	20
1.7. Imágenes de distintos procesos microfísicos captadas por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200.	22
1.8. Esquema de las localizaciones preferentes en las que se produce englamamiento de forma asociada a la presencia de frentes. Fuente: The COMET Program.	26
1.9. Cancellada acumulada sobre la vegetación en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada como consecuencia de niebla de advección.	26
1.10. Aparición de condiciones de englamamiento por forzamiento orográfico a barlovento de un sistema montañoso y por convección. Fuente: The COMET Program.	27
1.11. Fotografía de una onda de montaña captada sobre el valle del Lozoya durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.	27

1.12. Esquema de la formación de condiciones favorables a englamamiento como consecuencia del patrón conocido como chorro de barrera. Fuente: The CO-MET Program.	28
1.13. En la fotografía realizada sobre el valle del Lozoya se pueden apreciar dos capas de nubes con diferentes características. En este caso la nube sembradora serían los altoestratos situados en niveles medios, desde los que se podría producir la caída de cristales de hielos que sembrasen las nubes orográficas situadas por debajo y que, mayoritariamente, se encuentran en fase líquida.	28
1.14. Formación de una capa de hielo opaco sobre los instrumentos de medida instalados en el avión C-212-200 con motivo del proyecto TecoAgua.	30
1.15. Acumulación de hielo liso sobre el radiómetro de microondas durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.	30
1.16. Esquema de las principales masas de aire que afectan a la península ibérica.	33
1.17. Ejemplo de los avisos generados por AEMET para un determinado día. Fuente: http://www.aemet.es	37
3.1. Orografía de la Sierra de Guadarrama.	47
3.2. Orografía de la Cuenca del Duero.	47
3.3. Fotografías de la aeronave C-212-200 (imagen de la izquierda, A) y de la sonda CAPS ya instalada bajo el ala izquierda de la aeronave (B).	49
3.4. En la imagen de la izquierda (A) se puede visualizar la parte superior de la cámara de nubes. En la fotografía de la derecha (B) se puede observar una muestra de la medida de IN a partir de los cristales de hielo formados.	50
3.5. Sensor de tiempo presente VPF-730 instalado en Los Cogorros (A). Tabla usada por el sensor de tiempo presente para discriminar el tipo de precipitación (B).	52
3.6. Fotografía del Micro Rain Radar 2 (A). Muestra de un perfil vertical de LWC tomado por este instrumento (B).	52
3.7. Fotografía del radiómetro de microondas instalado en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada durante el proyecto TecoAgua (A). Muestra de los perfiles verticales de temperatura, humedad relativa y LWC medidos por el radiómetro (B).	53

3.8. Composición de colores RGB realizada a partir de tres canales distintos del MSG que permite distinguir entre la fase en la que se encuentran los hidrometeoros del techo nuboso.	55
3.9. Salidas del campo de precipitación de los siguientes modelos meteorológicos: A, modelo GFS; B, modelo ECMWF; C, modelo HIRLAM con resolución de 0.05°; D, modelo WRF con resolución de 3 km.	57

Índice de tablas

1.1. Temperaturas de activación (en °C) de distintas partículas que pueden actuar como IN. Fuente: <i>Wang</i> (2013).	18
1.2. Grados de engelamiento en función del LWC y tasa de acumulación de hielo. Fuente: <i>Tafferner et al.</i> (2003).	32

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Desde hace siglos el hombre ha tratado de profundizar en el conocimiento de los fenómenos atmosféricos. Los primeros avances importantes se alcanzaron en el siglo XVII, cuando Galileo inventó el termómetro (1607). Años más tarde Torricelli diseñó un barómetro para la medida de la presión atmosférica (1643) y, posteriormente, Robert Hooke creó un anemómetro para la medición del viento (1667). Sin embargo, no es hasta el año 1735 cuando George Hadley consigue explicar satisfactoriamente la circulación general de la atmósfera en la región tropical. A lo largo del siglo XIX se descubre la influencia de la fuerza de Coriolis, conocimientos que William Ferrel utiliza para explicar el comportamiento de la circulación general de la atmósfera en latitudes medias. Durante las primeras décadas del siglo pasado se alcanzaron grandes logros en el conocimiento de la dinámica atmosférica, desarrollándose los primeros modelos de previsión del tiempo atmosférico con base matemática. En este aspecto es trascendental la aportación realizada por el grupo de investigadores noruegos dirigido por Vilhelm Bjerknes. Sin embargo, los cálculos necesarios eran muy tediosos y no fue hasta mediados del siglo XX cuando el avance de la informática posibilitó enormes mejoras en los modelos numéricos de predicción meteorológica. De esta forma se pudo asimilar una mayor cantidad de datos y finalizar las simulaciones en un menor tiempo, permitiendo su utilización a nivel operativo.

Estas mejoras han posibilitado que el uso de modelos numéricos se haya extendido durante los últimos años. Los modelos numéricos de predicción meteorológica emplean ecuaciones de las leyes físicas para describir el comportamiento de la atmósfera. Su funcionamiento se basa en que a partir de unas condiciones iniciales establecidas, es decir, de los datos obtenidos en un determinado instante de tiempo, las ecuaciones del modelo permiten obtener los valores de las variables pronosticadas en un tiempo posterior.

En lo que respecta a la predicción meteorológica clásica, las resoluciones espaciales horizontales oscilan desde 1000 km hasta 100 km (escalas planetaria y sinóptica) y las temporales se sitúan en torno a varios días. Sin embargo, estas escalas no son suficientes para estimar con precisión determinados fenómenos meteorológicos que se desarrollan a una escala más local. Para la simulación de estos procesos se hace necesaria la utilización

de modelos mesoescalares con resoluciones horizontales comprendidas entre 1 km y 100 km y con escalas temporales del orden de varias horas.

Históricamente, los primeros modelos numéricos de predicción meteorológica eran hidrostáticos ya que los tamaños de los grids horizontales que empleaban eran comparables o mayores que la profundidad vertical de las características de interés. En estos casos se asume la condición hidrostática quedando inhibidos los movimientos del aire en la vertical. Sin embargo, cuando la escala de la rejilla del modelo se reduce, la resolución espacial aumenta y, consecuentemente, se puede incorporar la posibilidad de movimientos en la vertical. De esta forma la hipótesis hidrostática deja de ser válida. Esto es importante pues permite incorporar algunos factores meteorológicos de tipo mesoescalar como la convección, ondas de montaña, forzamiento orográfico, etc.

Por tanto, existen dos grandes tipos de modelos numéricos: hidrostáticos (como el *High Resolution Limited Area Modelling*, HIRLAM) y no hidrostáticos (como es el caso del modelo *Weather Research and Forecasting*, WRF). En la actualidad, los modelos numéricos mesoescalares de área limitada permiten realizar simulaciones de la atmósfera bajo condiciones no hidrostáticas, y resultan muy útiles para el estudio de fenómenos de precipitaciones intensas y severas, así como de fenómenos meteorológicos que aparecen a escala local.

Sin embargo, todavía es necesaria la investigación de determinados fenómenos meteorológicos que no son conocidos con exactitud y que, aunque tienen lugar con poca frecuencia y generalmente a escala local, suelen provocar grandes problemas como consecuencia de que la población no se encuentra adecuadamente alertada sobre su aparición. Esto se debe a la elevada incertidumbre que hay en la predicción de estos fenómenos mediante modelos numéricos. Este es el caso de los fenómenos meteorológicos analizados en esta memoria de tesis doctoral. Las razones son fundamentalmente dos: por una parte, los mecanismos que intervienen en el interior de las nubes no son conocidos con exactitud y también existe incertidumbre acerca de los factores atmosféricos implicados en su desarrollo. En segundo lugar, la validación de las simulaciones realizadas con modelos numéricos de predicción meteorológica durante estos episodios presenta dificultades, al no poder contar con una base de datos de observación suficientemente precisa ni con el tamaño suficiente.

Los primeros capítulos de esta memoria de tesis doctoral se centran en el análisis del engelamiento, fenómeno meteorológico causado por la existencia de contenido de agua líquida (*Liquid Water Content*, LWC) en capas de la atmósfera a temperaturas inferiores a 0°C, lo que da lugar a la congelación de las gotas subfundidas al contactar con objetos sólidos. La aparición de agua subfundida es un hecho bastante común, llegando incluso a encontrarse agua líquida a temperaturas de -31°C (*Rauber y Grant*, 1986). La causa de este fenómeno se puede explicar por los desequilibrios entre la entrada de LWC por con-

densación y la velocidad de nucleación, que es un proceso mucho más lento (*Rauber y Tokay, 1991*). La presencia de ciertas partículas existentes en la atmósfera facilita la nucleación heterogénea de las gotas de agua subfundidas al ayudar a superar las fuerzas de tensión superficial, favoreciendo la formación de cristales de hielo a temperaturas superiores a -40°C . Estas partículas, conocidas como núcleos de congelación (*Ice Nuclei*, IN), se caracterizan por presentar una morfología similar a la estructura de cristalización del hielo. Sin embargo, a temperaturas en torno a -10°C la eficiencia del proceso de nucleación es muy baja ya que la mayoría de los materiales que actúan como IN presenta dificultades para activarse a estas temperaturas (*Huffman y Norman Jr., 1988*). Este hecho provoca que a temperaturas superiores a -10°C predominen las gotas en estado líquido, no siendo hasta temperaturas inferiores a -15°C cuando comiencen a prevalecer los hidrometeoros en estado sólido. A esto hay que añadir que la concentración de núcleos de condensación (*Cloud Condensation Nuclei*, CCN) es varios órdenes de magnitud mayor que la de IN (*Rogers, 1993*).

Aunque es un fenómeno meteorológico poco conocido, el engelamiento es un objeto de estudio ineludible debido a los riesgos que provoca, especialmente en el transporte aéreo. Exposiciones prolongadas a condiciones engelantes son realmente peligrosas para la aviación. De hecho, el engelamiento es la principal causa de accidentes aéreos entre aquellos que son provocados por las condiciones meteorológicas. Durante las últimas décadas el engelamiento ha sido la causa de diversos accidentes aéreos. Por ejemplo, *Bernstein et al. (2005)* reportan que el engelamiento fue la causa principal de los accidentes aéreos ocurridos en Roselawn (Indiana) en 1994 y Detroit (Michigan) en 1997, en los que murieron un total de 97 personas. Los aviones comerciales cuentan con sistemas de protección antiengelamiento más efectivos que las aeronaves de pequeñas dimensiones. Por esto pequeñas avionetas como el modelo *Cessna 208 Caravan* registró 26 accidentes o incidentes relacionados con engelamiento entre 1987 y 2003. Diversos accidentes causados por engelamiento en aviones han sido reportados en Europa, Asia, Norteamérica, Suramérica, Australia y África (*Aviation Safety Network, 2008*). A pesar de los avances desarrollados durante los últimos años tanto en la predicción de este fenómeno meteorológico como en los sistemas antiengelamiento de los aviones, el número de accidentes aéreos provocados por esta causa continuó incrementándose (*Green, 2006*).

Cuando un avión atraviesa una zona donde existe una elevada acumulación de gotas de agua líquida subfundida, el impacto contra ellas puede dar lugar a dos situaciones: lo más habitual es que las gotas al impactar se congelen inmediatamente sobre el perfil de las alas del avión, caso que es más frecuente cuando predominan gotas de pequeñas dimensiones (diámetro $< 50\ \mu\text{m}$). La segunda posibilidad es que las gotas se rompan y se acumulen en forma de hielo en otras partes del fuselaje del avión, lo que es frecuente con gotas de grandes dimensiones (diámetro $> 50\ \mu\text{m}$).

La acumulación de hielo provoca una modificación de la aerodinámica del avión, lo

que puede conllevar una pérdida inusual de sustentación, un descenso de la velocidad debido al incremento de la fricción causado por el hielo sobre el fuselaje, dificultades en la visión del piloto debido a la acumulación de hielo en las ventanas del avión, errores en los equipos de medida de la aeronave, e incluso, pérdida del control de la aeronave por parte del piloto (Cober *et al.*, 2001). El mayor peligro para la aviación es la acumulación de hielo en lugares desprotegidos frente a engelamiento. Este hecho suele estar asociado a la acumulación de elevadas concentraciones de grandes gotas subfundidas (*Supercooled Large Drops*, SLD), que son hidrometeoros con un tamaño superior a $50\text{ }\mu\text{m}$ que se encuentran en estado líquido y a temperaturas inferiores a 0°C (Lynch y Khodadoust, 2001). La región de la troposfera con mayor riesgo de engelamiento provocado por la presencia de SLD suele encontrarse en el rango de temperaturas comprendido entre los 0 y -15°C .

En lo que respecta a la previsión de engelamiento en aviones, hay que señalar que los modelos numéricos no son capaces de predecir con precisión la concentración de SLD, ya que las parametrizaciones comúnmente utilizadas, suelen sobreestimar la presencia y cantidad de contenido de agua en fase sólida, mientras que subestiman la concentración de agua líquida sobreenfriada (Vaillancourt *et al.*, 2002). Este hecho provoca una gran incertidumbre a la hora de predecir con exactitud los episodios de engelamiento en aviones.

Los siguientes capítulos de resultados de esta memoria de tesis se enfocan en el análisis del engelamiento en superficie. Se trata de un riesgo meteorológico que se puede originar por la caída de precipitación engelante o por cencellada (también conocida como engelamiento atmosférico). Estos fenómenos meteorológicos causan la acumulación de hielo en la superficie del terreno, lo que supone una amenaza para el transporte por carretera y ferrocarril (Norrman *et al.*, 2000; Juga *et al.*, 2012), así como en las operaciones de despegue y aterrizaje en los aeropuertos. En las carreteras es un fenómeno muy peligroso debido a que el conductor no se percata de la existencia de asfalto deslizante. Además, la acumulación de hielo puede causar daños en viviendas e infraestructuras, dañar aerogeneradores y provocar cortes de luz debido a la caída del tendido eléctrico. Por citar un ejemplo de los daños que es capaz de causar un episodio de precipitación engelante, una tormenta de hielo afectó durante 1998 a más de tres millones de personas en EEUU y Canadá, causando 44 muertes y daños estimados en 3000 millones de dólares americanos en Canadá y 1400 millones de dólares en los Estados Unidos.

La precipitación engelante consiste en la caída de precipitación en estado líquido sobre los objetos presentes sobre la superficie del terreno, que se encuentra a temperaturas inferiores a 0°C . Bajo estas condiciones, las gotas se congelan al contactar con la superficie de los objetos, formando una capa de hielo liso sobre los mismos. Hay dos mecanismos posibles para que se desarrolle este proceso: el primero consiste en la congelación de los hidrometeoros en niveles medios o altos de la troposfera, y su posterior fusión al atravesar una región cálida. Si además existe una capa de inversión térmica en niveles bajos con temperaturas por debajo de 0°C , las precipitaciones que alcancen la superficie

serán engelantes. Esta situación suele estar asociada con la entrada de frentes cálidos y a la presencia de inversiones térmicas en la superficie (*Carrière et al.*, 2000).

El segundo mecanismo posible consiste en la formación de gotas líquidas a través del proceso de condensación y posterior crecimiento hasta alcanzar tamaños precipitables mediante los procesos de colisión-coalescencia y difusión de vapor. En este caso todo el ciclo se desarrolla a temperaturas inferiores a 0°C pero sin que se llegue a producir el proceso de congelación (*Marwitz et al.*, 1997). En este mecanismo, el techo de las nubes generalmente tienen una temperatura superior a -15°C, haciendo que sean poco efectivos los procesos de cristalización, por lo que los hidrometeoros generalmente no pasan a estado sólido (*Bernstein*, 2000). El segundo mecanismo suele estar conectado con la caída de lluvia engelante (*freezing drizzle*) en superficie. En este segundo escenario no es necesaria la presencia de un frente, ni que exista una capa con temperaturas superiores a 0°C, ni tampoco la aparición de una capa de inversión térmica en superficie (*Rauber et al.*, 2000). *Strapp et al.* (1996) señalan que aproximadamente el 75 % de los episodios de precipitación engelante tienen su origen en este segundo mecanismo, que es en el que se va a centrar la presente memoria de tesis doctoral.

Por otra parte, la cencellada tiene lugar cuando la base de la nube se encuentra a la misma altura que la superficie del terreno, haciendo que las gotas nubosas arrastradas por el viento se congelen al contactar con los objetos, especialmente con los más expuestos al viento. De esta forma, la cencellada puede suceder aunque las gotas no alcancen un tamaño precipitable. La cencellada suele ocurrir durante episodios de nieblas radiativas en zonas de interior durante el invierno, cuando se alcanzan temperaturas negativas en superficie favorecidas por fuertes inversiones térmicas. También es frecuente la cencellada causada por nieblas de advección en zonas montañosas a elevada altitud y expuestas a vientos húmedos. En este caso, la base de la nube se puede encontrar por debajo de las cimas de las montañas, pudiéndose registrar engelamiento en todas las zonas con temperatura negativa si el viento y el contenido en agua líquida de la nubosidad son destacados.

La cencellada puede llegar a provocar grandes acumulaciones de hielo en zonas expuestas a vientos húmedos en climas árticos así como en zonas a elevada altitud, con graves consecuencias económicas y tecnológicas sobre las actividades humanas. Por ejemplo, puede llegar a provocar la caída de torres de alta tensión o antenas de televisión, por lo que en estas zonas se debe hacer un estudio exhaustivo de la cantidad de hielo que se puede acumular, además de seleccionar el lugar idóneo (*Drage y Hauge*, 2007). La acumulación de hielo provocada por la cencellada depende de la intensidad y dirección del viento, contenido de agua líquida y distribución de tamaños de las gotas (*Drage y Thiis*, 2012).

Aunque los episodios de precipitación engelante y cencellada son más frecuentes en

latitudes elevadas, también pueden afectar a la península ibérica, especialmente en zonas montañosas. *Carrière et al.* (2000) elaboraron una climatología de precipitación engelante en Europa, concluyendo que es poco común en el suroeste del continente, a excepción de altitudes elevadas. Su frecuencia es mayor en Centroeuropa, y sobre todo en los países nórdicos. En el marco del calentamiento global, es posible que durante las próximas décadas se produzca un incremento tanto de la frecuencia como de la severidad de los episodios de precipitación engelante en las regiones comúnmente afectadas por este fenómeno. Además, no se descarta que la precipitación engelante se extienda a regiones hoy en día no afectadas por estos episodios (*Arctic Climate Impact Assessment*, 2004).

El último capítulo de resultados de esta memoria de tesis doctoral se enfoca en la aplicación del modelo WRF al análisis de las precipitaciones en forma de nieve. Las nevadas constituyen un riesgo meteorológico de primer orden en la península ibérica durante los meses invernales debido a cancelaciones de vuelos, cortes de carreteras y vías ferroviarias, etc. Por citar un ejemplo, un temporal de nieve afectó a la península ibérica (especialmente a su tercio norte) durante los primeros días de febrero de 2015 provocando graves pérdidas económicas y el colapso de las redes de transporte. Las autoridades y los servicios de emergencia se vieron desbordados por la magnitud de las nevadas, lo que obligó a cortar numerosas carreteras (incluso de la red principal) y vías de ferrocarril, dejando multitud de localidades aisladas durante días. Este temporal puso de manifiesto la necesidad de mejorar la precisión de la información meteorológica, al mismo tiempo que se requiere una mayor coordinación entre los organismos involucrados tanto en la predicción, servicios de emergencia, como en la gestión de las infraestructuras de transporte.

Los principales problemas causados por las precipitaciones en forma de nieve suelen ser complicaciones en las infraestructuras de transporte, causando atascos, aumentando el riesgo de accidentes e incluso pudiendo provocar el cierre de las carreteras, ferrocarriles y aeropuertos cuando las nevadas son intensas (*Datla y Sharma*, 2008). En nevadas extremas incluso pueden producirse cortes en el suministro eléctrico. Aunque las nevadas son más frecuentes en las zonas montañosas, las complicaciones son mayores cuando nieva cerca de los grandes núcleos urbanos, donde se concentran la población y las principales vías de comunicación. Con una adecuada y precisa estimación de la magnitud de la nevada proporcionada por un modelo numérico de predicción meteorológica, podrían reducirse drásticamente los efectos negativos de la misma.

Esta investigación se centra en la cuenca del Duero. Se trata de una meseta elevada y rodeada de montañas donde las nevadas son frecuentes durante el invierno, hecho que ha facilitado que se haya podido contar con una buena base de datos completamente confiable. Debido a los graves problemas socioeconómicos que provocan estos episodios en la zona de estudio, es de suma importancia su estudio y análisis.

Desde el punto de vista hidrológico, resulta fundamental conocer con antelación los

acumulados de precipitación registrados durante episodios de nevadas, ya que el llenado de los embalses en nuestras latitudes está principalmente influenciado por las precipitaciones invernales. Numerosas actividades económicas dependen de estos recursos hídricos, por lo que se verían beneficiadas de una mejora en la gestión de los mismos derivada de un preciso cálculo de los recursos esperados. Este interés aumenta si tenemos en cuenta que durante las últimas décadas se ha registrado un descenso en las precipitaciones invernales en el noroeste de la península ibérica (*Rodrigo y Trigo, 2007; López-Bustins et al., 2008*), especialmente durante el mes de marzo (*del Río et al., 2011; Fernández-González et al., 2012*). La situación es más preocupante aún si consideramos que el informe realizado por el *IPCC* (2007) apunta a mayores descensos en las precipitaciones invernales en la península ibérica para los años venideros.

Otra materia en la que es fundamental una correcta estimación de las precipitaciones es el control de las inundaciones. Una precisa información proporcionada por modelos numéricos de predicción meteorológica resulta crucial para una acertada toma de decisiones. Los episodios de fuertes nevadas pueden provocar daños catastróficos (*Changnon, 2007*), especialmente por las graves inundaciones causadas por fuertes nevadas seguidas de lluvias generalizadas y ascenso de las temperaturas. Adicionalmente, la información meteorológica también es útil a la hora de detectar riesgo de aludes de nieve, y así reducir los daños que se podrían ocasionar (*Germain et al., 2009*).

La medición del acumulado de agua líquida equivalente procedente de precipitaciones en forma de nieve es difícil y normalmente bastante imprecisa, lo que dificulta la validación de las simulaciones realizadas con modelos numéricos durante este tipo de episodios. En superficie, los pluviómetros utilizados comúnmente para la cuantificación de la precipitación suelen subestimar la cantidad de nieve acumulada debido a diversos factores como la no medida de precipitaciones registradas a temperaturas por debajo de 0°C si no están calefactados, la eliminación de la nieve por el viento, así como a la evaporación y sublimación de la nieve acumulada en el pluviómetro (*Rasmussen et al., 2012*). Así mismo, también existe bastante error en la medición de la precipitación acumulada en nevadas mediante sistemas remotos, como por ejemplo desde satélites (*Levizzani et al., 2011*). Por estos motivos, se recomienda el uso de pluvionivómetros basados en la medida del aumento de peso como consecuencia de la acumulación de nieve sobre el aparato de medida, ya que son bastante más fiables y precisos en la cuantificación de nevadas (*Colli et al., 2014*).

La predicción de nevadas mediante modelos numéricos de predicción meteorológica también sigue siendo uno de los retos pendientes de la meteorología moderna (*Pielke y Downton, 2000*). Esto se debe a que la predicción de nevadas es mucho más compleja que hacerlo para la precipitación en su conjunto, ya que hay que considerar factores adicionales como el nivel altimétrico al que se produce la fusión, lo que permite discriminar si las precipitaciones que alcanzan la superficie se esperan en forma de lluvia o nieve. Comúnmente, el nivel de fusión se encuentra a una temperatura ligeramente superior al nivel de

congelación, representado por la isoterma de 0°C. Esto es debido al tiempo necesario para que se alcance la fusión de los hidrometeoros durante su caída desde la base de la nube, que depende principalmente del tipo de hidrometeoro y la humedad relativa del ambiente circundante. A grandes rasgos cabe señalar que los hidrometeoros con mayor densidad como el granizo y *graupel* (ver definición en la sección 1.2.), tardan más en fundirse que los más ligeros (cristales de hielo). Esto hace que el granizo pueda atravesar varios cientos de metros en su caída antes de fundirse, por lo que puede alcanzar la superficie aunque esta se encuentre varios grados por encima de 0°C. En segundo lugar, hay que recordar que la fusión de los hidrometeoros en fase sólida es mucho más rápida en ambientes cercanos a la saturación. En cambio, en ambientes con baja humedad relativa es más probable que los hidrometeoros en fase sólida alcancen la superficie (*Liu et al.*, 1997). Estos factores provocan que a una temperatura de 1.5°C el 50 % de las precipitaciones registradas en superficie sean en fase sólida, mientras que el resto se producen en estado líquido (*Lundquist et al.*, 2008).

Otro factor que dificulta la predicción de nevadas es la formación de capas de inversión térmica en zonas de valle cuando existe orografía compleja, ya que los modelos numéricos presentan dificultades para simular adecuadamente este fenómeno. La presencia de capas de inversión térmica puede facilitar la aparición de nevadas en altitudes muy inferiores a las que cabría esperar si sólo atendiésemos a la altura a la que se encuentra la isocero. Esta situación es característica durante la entrada de frentes cálidos, especialmente si se producen a última hora de la madrugada, cuando la superficie terrestre ha perdido mucho calor por radiación y es posible que se encuentre por debajo del punto de congelación. En otras ocasiones, puede ocurrir que aunque la superficie se encuentre a temperaturas inferiores a 0°C, las precipitaciones registradas sean en forma líquida, tal y como se ha descrito en los párrafos referentes a engelamiento.

Actualmente, la información proporcionada por los organismos oficiales se basa en el establecimiento de una cota de nieve concreta para regiones amplias, dando lugar a unas predicciones no demasiado precisas. En este aspecto se debería tener en cuenta que la cota de nieve puede variar notablemente a lo largo de un día y también de una región a otra, e incluso en función de la intensidad de la precipitación. Además, existen factores locales que afectan a la cota de nieve (como pueden ser inversiones térmicas o represamientos de aire frío) que no pueden ser previstos sin la utilización de modelos mesoescalares con una elevada resolución espacial. Los factores comentados anteriormente demuestran la necesidad de mejorar los sistemas de alerta y gestión ante este tipo de episodios. La mejora de la previsión de estos fenómenos puede mejorar la gestión del mantenimiento de las infraestructuras de transporte, minimizando costes y maximizando su aprovechamiento.

El conjunto de distintos tipos de meteoros a los que se ha hecho referencia en esta Memoria de la Tesis doctoral se encuentran enormemente influenciados por una serie de procesos microfísicos que tienen lugar en el interior de las nubes. Por ello, en los siguien-

tes apartados se van a describir, brevemente, algunos de los mecanismos implicados que intervienen en el desarrollo de engelamiento y precipitaciones en forma de nieve. En primer lugar se va a realizar una introducción sobre los tipos de nubes, procesos microfísicos y clases de hidrometeoros, elementos todos ellos relacionados con el engelamiento y nevadas. Finalmente, se definirán los grados de engelamiento en aviones y la intensidad de las nevadas potencialmente peligrosas para las actividades humanas.

1.1. Nubes relacionadas con engelamiento y nevadas

Las nubes están formadas por gotas de agua y/o partículas de hielo como resultado de los procesos microfísicos que sufre el vapor de agua presente en la atmósfera cuando en una región de la misma se alcanza la saturación de vapor de agua con respecto al agua líquida o a la fase hielo. Que exista una elevada concentración de vapor de agua (comúnmente medida con la razón de mezcla: g de vapor de agua por cada kg de aire seco, o mediante la humedad absoluta: g de vapor de agua por cada m³ de aire) no lleva implícito la aparición de nubes. La formación de nubosidad está mejor definida por otra variable, la humedad relativa, que indica el grado de saturación del vapor de agua con respecto al agua en fase líquida o sólida.

Los fenómenos meteorológicos analizados a lo largo de esta memoria de tesis doctoral se encuentran enormemente influenciados por la fase en la que se encuentran las partículas de la nube. Según este criterio, se distinguen tres tipos de nubes:

- **Nubes en fase líquida:** Son aquellas nubes en las que todas sus partículas se encuentran en estado líquido (Figura 1.1). Este grupo está generalmente formado por nubes bajas y medias (aunque pueden presentar cristales de hielo en ambientes fríos), así como los cúmulos sin gran desarrollo vertical. El hecho de que una nube se encuentre en fase líquida no es incompatible con que esté en un ambiente a temperaturas inferiores a 0°C.

- **Nubes en fase sólida:** La totalidad de sus hidrometeoros se hallan en fase sólida. Principalmente este grupo está conformado por nubes altas (como las de la Figura 1.2), aunque como ya se ha señalado puede haber excepciones. Es posible, aunque poco frecuente, que nubosidad de tipo medio y bajo se encuentre completamente en fase sólida si están expuestas a temperaturas muy bajas.

- **Nubes en fase mixta:** Se trata de nubes en las que coexisten partículas en fase líquida y sólida (observar Figura 1.3). Son típicas de nubes cuyo techo se encuentra a temperaturas inferiores a -15°C y la base en torno a 0°C o temperaturas positivas. Ejemplos de este tipo son los cumulonimbos, nimbostratos generalmente y altocúmulos que dan lugar a precipitación.



Figura 1.1: Las nubes bajas que se aprecian en la fotografía son nubes en fase líquida que fueron captadas en el embalse de Pinilla durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.



Figura 1.2: Nubes altas en fase sólida fotografiadas desde el embalse de Pinilla.



Figura 1.3: Nubes en fase mixta fotografiadas desde el embalse de Pinilla. Al presentar regiones nubosas con temperatura mayor de -15°C aparece agua líquida, mientras que la precipitación observada en superficie en forma de nieve indica la existencia de cristales de hielo en la nubosidad.

Las 3 fases posibles en las que aparece el agua en la atmósfera (vapor, líquida y sólida) están presentes en el interior de las nubes. Modificaciones en las condiciones ambientales en las que se encuentra la nube pueden desencadenar cambios de fase en el agua presente en la nube, que conllevan la liberación o absorción de calor latente, lo que a su vez provoca modificaciones en las condiciones meteorológicas. Esto da una idea de la enorme dificultad que supone el estudio de las interrelaciones entre las distintas fases del agua en la atmósfera. La formación de uno u otro tipo de nubosidad está determinada por el conjunto de procesos que interviene en su generación.

La microfísica de nubes es la disciplina que se ocupa del estudio de los distintos tipos de hidrometeoros y procesos microfísicos que tienen lugar en la atmósfera terrestre. Como el tema de estudio es el engelamiento y nevadas, nos va a interesar sobre todo la microfísica de nubes frías, sin olvidar que por debajo de 0°C nos podemos encontrar tanto vapor de agua, como gotas líquidas y/o cristales de hielo.

1.2. Tipos de hidrometeoros

Las nubes están compuestas por gotas líquidas o cristales de hielo suspendidos en el aire. La distribución de tamaños de estas partículas es fundamental ya que determina la estabilidad del sistema. Si es estable, las partículas tienden a permanecer suspendidas en el aire. Por el contrario, si el sistema pasa a ser inestable las partículas tienden a evaporarse o precipitar, favoreciendo la disipación de la nube si no existe un aporte suficiente de vapor de agua.

El límite entre una partícula nubosa y una partícula de precipitación no está estrictamente definido. Se encuentra en función de que la intensidad de la corriente vertical que posibilite su caída o por el contrario su sustentación en la nube. A continuación se definen los tamaños comúnmente establecidos para definir las distintas clases de hidrometeoros, definidos por Wang (2013):

- **Gotas nubosas:** Se trata de gotas líquidas suspendidas en el aire por una corriente vertical ascendente. Su radio más frecuente es de $10\ \mu\text{m}$, aunque puede oscilar desde varias micras hasta $400\ \mu\text{m}$. Debido a su pequeño tamaño no suelen precipitar, aunque pueden ocasionar cencellada si la base de la nube se encuentra al mismo nivel que la superficie. Las gotas nubosas de pequeño tamaño presentan una forma esférica casi perfecta.

- **Gotas de llovizna:** Categoría intermedia entre las gotas nubosas y las de lluvia, en el que se engloban partículas precipitantes con un radio inferior a $250\ \mu\text{m}$. Si la superficie del terreno donde precipitan se encuentra a una temperatura inferior a 0°C origina llovizna engelante.

- **Gotas de lluvia:** Hidrometeoros que alcanzan tamaño precipitable y pueden alcanzar la superficie. Su radio varía entre $250\ \mu\text{m}$ y $3\ \text{mm}$, siendo su radio medio de $1\ \text{mm}$. Las fuerzas hidrodinámicas provocadas por el rozamiento con el aire en su desplazamiento causan la deformación de las gotas de lluvia, por lo que al incrementar su tamaño dejan de tener forma esférica, adquiriendo una forma relativamente plana en su parte inferior, mientras que su parte superior sigue siendo redondeada. Para resolver este problema, los tamaños de las gotas se suelen referir al diámetro equivalente.

- **Cristales de hielo:** Partículas de tamaño comprendido entre algunas decenas y varias centenas de micras. Fundamentalmente son los cristales formados por nucleación heterogénea. Presentan una forma predominantemente hexagonal, aunque como se ha descrito anteriormente la forma en la que se manifiesta la cristalización es dependiente de las condiciones de temperatura y sobresaturación.

– **Copos de nieve:** Los procesos de agregación entre cristales de hielo dan lugar a copos de nieve de mayor tamaño, capaces de vencer las corrientes verticales ascendentes y precipitar. Su tamaño oscila entre algunos cientos de micras hasta varios centímetros en el caso de grandes copos. Un copo de nieve puede contener hasta varios cientos de cristales de hielo.

– **Graupel:** Es el resultado de la acreción de partículas de hielo con gotas subfundidas. Por definición su tamaño es inferior a 5 mm de diámetro. También se le conoce como granizo blando o nieve granulada. Su forma es mayoritariamente cónica. Su superficie no suele ser lisa, presentando irregularidades debido a la acreción de gotas subfundidas. En ocasiones el *graupel* está recubierto de una fina película de agua líquida. La densidad del *graupel* oscila entre 0.05 y 0.89 g cm⁻³ en función del grado de *riming*.

– **Granizo:** Son los hidrometeoros de mayor tamaño, con un diámetro comprendido entre 5 mm y varios cm. El granizo se forma por sucesivos procesos de *riming*. La densidad del granizo varía entre 0.7-0.9 g cm⁻³. La forma de los granizos es cónica o cuasi-esferoidal, apareciendo en ocasiones protuberancias en su superficie.

Durante los vuelos científicos de la campaña TecoAgua la sonda CAPS pudo captar diversos hidrometeoros, que se muestran en la Figura 1.4.

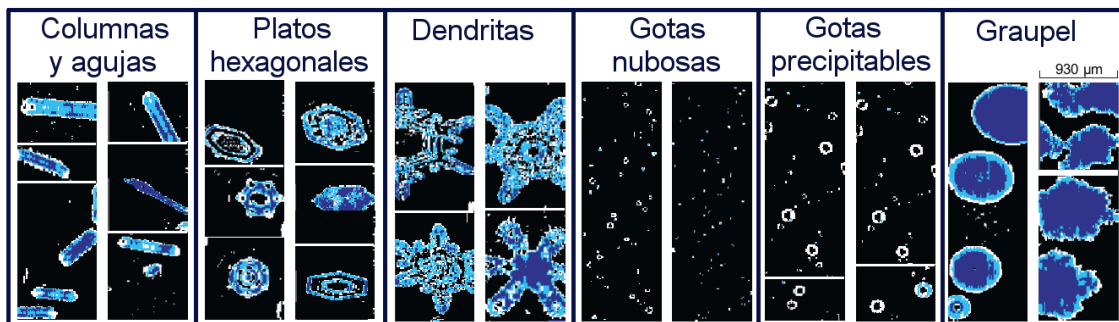


Figura 1.4: Imágenes de diversos hidrometeoros captados por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200.

1.3. Procesos microfísicos

Los procesos microfísicos son todas aquellas interacciones entre el vapor de agua y los hidrometeoros que tienen lugar en la atmósfera, sin los cuales no existirían los fenómenos meteorológicos ni los procesos de precipitación. En la Figura 1.5 se muestra un gráfico en el que se resumen los distintos procesos microfísicos que tienen lugar en la atmósfera de forma natural. Posteriormente se irán definiendo uno a uno cada proceso.

Formación de gotas nubosas

En primer lugar, se va a describir la formación de gotas nubosas a partir de moléculas de vapor de agua presentes en la atmósfera. Para que se forme una gota de agua es necesario que exista sobresaturación de humedad con respecto al agua líquida, para así poder superar la barrera de energía libre. Este cambio de estado puede tener lugar a través de 2 procesos distintos:

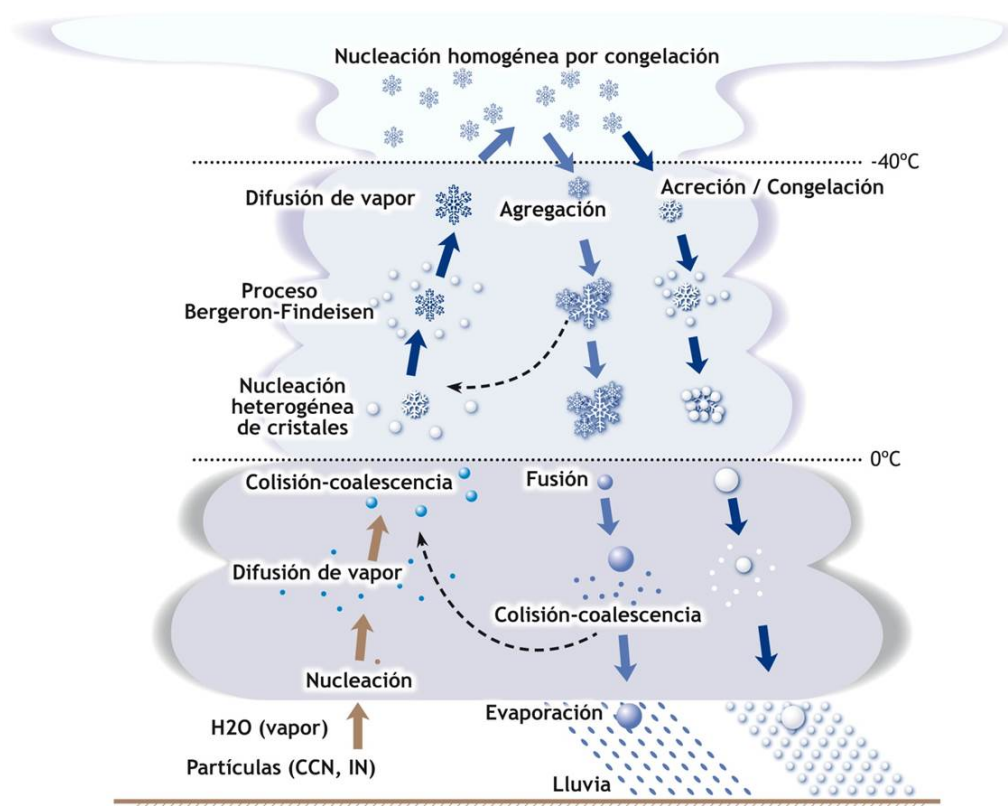


Figura 1.5: Esquema de la localización dentro de una nube de los distintos tipos de procesos microfísicos.

– **Nucleación homogénea de gotas nubosas:** En este caso la gota formada está compuesta por agua pura, sin la presencia de ninguna sustancia distinta al agua implicada en el proceso. Para que este proceso tenga lugar se requiere una elevada sobresaturación, lo que rara vez tiene lugar en la atmósfera terrestre. Por este motivo, este proceso no es relevante (en términos cuantitativos) en la formación de nubes.

– **Nucleación heterogénea de gotas nubosas:** En su inmensa mayoría, las gotas nubosas que se forman en la atmósfera se originan mediante el proceso de nucleación heterogénea. En este proceso, aerosoles atmosféricos intervienen en la condensación de las gotas de agua actuando como CCN. Los CCN que con mayor frecuencia participan en la nucleación heterogénea son partículas higroscópicas, que presentan afinidad a disolverse en agua (*Dusek et al.*, 2006). La velocidad de formación de las gotas es función de la concentración de CCN en la atmósfera así como de la velocidad de la corriente ascensional.

Los CCN suelen proceder de aerosoles marinos, erosión eólica, procesos de combustión o procesos naturales en la atmósfera. Aunque la concentración de CCN es variable, atendiendo a medidas experimentales se puede considerar que oscila entre $10 - 10^2 \text{ CCN cm}^{-3}$ sobre el océano y de $10^2 - 10^3 \text{ CCN cm}^{-3}$ sobre la superficie terrestre. Esta es la razón principal por la cual en nubes continentales la concentración de gotas es superior (aunque de menor tamaño) comparada con nubes marítimas. Cabe señalar que en zonas urbanas e industriales altamente contaminadas la concentración de CCN se puede disparar hasta incluso 3 órdenes de magnitud con respecto a las concentraciones típicas de ambientes no contaminados.

Crecimiento de gotas nubosas por difusión de vapor

Una vez formadas, las gotas crecen por la deposición de moléculas de vapor de agua sobre su superficie. Este proceso tiene lugar cuando la gota se encuentra suspendida en un ambiente sobresaturado con respecto al agua líquida.

Al condensarse el vapor de agua sobre la gota se libera calor latente que se emplea en incrementar la temperatura de la gota por encima de la temperatura del ambiente circundante. Este hecho influye sobre la densidad de vapor, y puede llegar a provocar que no se alcance la saturación, lo que favorecería la evaporación de la gota si no existe un aporte constante de vapor de agua.

La difusión de vapor es el proceso de crecimiento de las gotas de agua dominante durante la etapa inicial de formación de la nube. Sin embargo, el crecimiento mediante difusión de vapor pierde importancia cuando la gota alcanza un tamaño de $40 \mu\text{m}$.

Crecimiento de gotas nubosas por colisión-coalescencia

Es el proceso consistente en la formación de una gota de mayor tamaño tras la colisión de 2 pequeñas gotas. Las colisiones pueden producirse debido a una respuesta distinta de las gotas ante fuerzas eléctricas, aerodinámicas o gravitatorias (que suelen ser las predominantes en las nubes). Cuando la nube está formada por pequeñas gotas de tamaño uniforme es menos probable que se produzcan colisiones al desplazarse todas las gotas a la misma velocidad prácticamente. Sin embargo, en una nube compuesta por gotas de distintos tamaños las gotas grandes descienden a mayor velocidad y tienden a adherirse a las gotas pequeñas en su parte delantera. Además, otras gotas son capturadas por el proceso de coalescencia en la parte trasera de la gota de mayor tamaño. Este proceso está favorecido por intensas corrientes verticales. Cuando las gotas adquieren gran tamaño comienzan a ser inestables y se pueden desintegrar en gotas de menor tamaño.

Hay que aclarar que la colisión no siempre produce coalescencia. Cuando colisionan 2 gotas se puede producir que las gotas reboten y se separen tras el choque, que se unan permanentemente por coalescencia, que se produzca una coalescencia temporal y después se separen, o una coalescencia temporal y separación en un número mayor de gotas más pequeñas. En las gotas nubosas de diámetro inferior a 100 μm predominan los 2 primeros procesos. La eficiencia de la colisión depende fundamentalmente de los tamaños de ambas gotas, sus respectivas velocidades y la trayectoria de colisión. Los resultados obtenidos por *List et al.* (2009) indican que tan solo el 20 % de las colisiones conllevan finalmente coalescencia, predominando claramente los rebotes y las fragmentaciones tras colisión.

La colisión-coalescencia es el principal mecanismo responsable de la precipitación en nubes cálidas (aquellas en las que toda la nube se encuentra a una temperatura superior a 0°C). Las gotas de lluvia procedentes de nubes cálidas son de menor tamaño en general que las originadas en nubes frías. Concretamente, las gotas formadas en nubes cálidas no suelen medir más de 2 mm de diámetro. Se estima que en cúmulos se necesitan 15 minutos de desarrollo de este proceso antes de que se produzca precipitación. La tasa de crecimiento de las gotas mediante este mecanismo es muy superior a la alcanzada por el proceso de difusión de vapor.

Evaporación

Cuando las gotas alcanzan un tamaño precipitable comienzan a descender. En su caída pueden acceder a regiones de la atmósfera con humedades relativas inferiores al 100 % y evaporarse. Si la humedad relativa es muy baja y la exposición prolongada las gotas podrían evaporarse por completo antes de alcanzar la superficie, dando lugar al fenómeno conocido como virga. Durante el proceso de evaporación se absorbe calor latente, provocando una disminución de temperatura en el ambiente circundante.

Formación de cristales de hielo

Cuando el techo de la nube se encuentra a temperaturas inferiores a 0°C puede iniciarse la formación de cristales de hielo, aunque las gotas pueden permanecer en estado líquido a temperaturas muy inferiores. De hecho, por encima de -15°C la cantidad de agua en fase líquida es superior al contenido en fase sólida, invirtiéndose esta tendencia a temperaturas inferiores (Korolev *et al.*, 2003). Esta resistencia que muestran las gotas líquidas a congelarse se debe a que para que se lleve a cabo el proceso de nucleación se debe superar una barrera de energía libre. La nucleación puede tener lugar a través de los siguientes procesos:

– **Nucleación homogénea de cristales de hielo:** En la práctica, este proceso requiere sobresaturaciones elevadísimas y no suele tener lugar en la atmósfera. Tan sólo adquiere cierta importancia a temperaturas inferiores a -40°C, cuando aumenta la eficiencia de este proceso. Este es el mecanismo responsable de la nucleación de los cristales de hielo en los cirros.

– **Nucleación heterogénea de cristales de hielo:** Es el proceso en el que el cristal de hielo se forma con la participación de un IN. Al contrario que los CCN, los IN suelen ser insolubles en agua e hidrófobos. Por otra parte, las partículas más eficientes a la hora de actuar como IN son aquellas que presentan una estructura cristalina con estructura geométrica semejante a la de los cristales de hielo. Además, la existencia de impurezas sobre la superficie de la partícula incrementa su eficacia como IN.

En términos generales, la concentración de IN a -10°C es de 1 IN por cada litro de aire. Esta concentración es varios órdenes de magnitud inferior a la concentración de CCN, lo que favorece la existencia de gotas líquidas subfundidas. Hay que señalar que la concentración de IN es más elevada en las masas de aire con origen continental con respecto a las masas de aire oceánicas. Los IN mayoritarios son arcillas, como la caolinita, illita y vermiculita. La presencia de estos minerales en la atmósfera se debe principalmente a la erosión eólica de la superficie terrestre en regiones áridas, especialmente durante tormentas de arena. También se ha descubierto que algunas bacterias pueden actuar como IN (Lee Jr. *et al.*, 1993). El cloruro de sodio derivado de aerosoles marinos también actúa como IN.

Medidas experimentales han demostrado que el número de IN activos aumenta exponencialmente al descender la temperatura. Esto se debe a que la eficiencia de este proceso es mayor cuanto más baja sea la temperatura, ya que algunos IN no se encuentran activos hasta una determinada temperatura. En la Tabla 1.1 se muestran los principales IN y sus respectivas temperaturas de activación. Prenni *et al.* (2009) afirman que la contribución de los IN biológicos es mayor a temperaturas negativas pero cercanas a 0°C, mientras que la participación de aerosoles minerales prevalece a temperaturas más bajas.

Núcleo de congelación	Temperatura de activación
Cristal de hielo	0 °C
Bacterias	– 2.9 °C
Yoduro de plata	– 7 °C
Cloruro de sodio	– 8 °C
Caolín (arcilla)	– 9 °C
Cenizas volcánicas	– 13 °C
Vermiculita	– 15 °C

Tabla 1.1: Temperaturas de activación (en °C) de distintas partículas que pueden actuar como IN. Fuente: Wang (2013).

Existen varios mecanismos de nucleación heterogénea de cristales de hielo en función del proceso de formación del cristal:

– **Condensación seguida de congelación:** Se forma una gota sobre un IN que en ese momento estaría actuando como CCN, y posteriormente se produce la congelación al descender la temperatura.

– **Nucleación por inmersión:** En este tipo se produce la inmersión de un IN dentro de una gota, y con posterioridad se produce la congelación. En este caso es necesario que el IN quede en el interior de la gota.

– **Nucleación por contacto:** Se produce por la colisión de una gota de agua líquida con un IN. La congelación se produce de forma prácticamente inmediata.

– **Nucleación por deposición de vapor:** En este proceso el vapor de agua se deposita directamente sobre un IN.

La **deposición**, paso directo de vapor a cristal de hielo, es un proceso poco frecuente, que se puede dar a muy bajas temperaturas. Sin embargo, la congelación predomina con sobreenfriamientos bajos. Ambos procesos conllevan la liberación de calor latente e implican un aumento de temperatura del ambiente circundante.

El proceso inverso, el paso de moléculas de agua del cristal de hielo a fase vapor, es la **sublimación**. Ocurre cuando el cristal de hielo se encuentra en un ambiente no saturado, y lleva implícita la absorción de calor latente.

Fusión

En su caída, los hidrometeoros en fase sólida pueden encontrarse con regiones de la atmósfera en las que la temperatura supere los 0°C . Esto provoca que se comience a fundir la superficie de los cristales de hielo, pudiendo llegar a pasar a estado líquido y originar lluvia si estas condiciones persisten durante suficiente tiempo.

La temperatura a la que empiezan a fundirse los hidrometeoros depende de la tasa de enfriamiento evaporativo, lo que provoca que cuando la humedad relativa es baja, el proceso de fusión se vea retardado y tenga lugar a temperaturas más elevadas (Wang, 2013). De forma adicional, la tasa de fusión también está condicionada por factores como el tamaño y la densidad de la partícula. Por ejemplo, los copos de nieve se derriten al atravesar unos pocos cientos de metros con temperaturas positivas. Por el contrario, grandes partículas de granizo pueden atravesar varios kilómetros de capa cálida antes de derretirse por completo.

Crecimiento de los cristales de hielo por difusión de vapor

Tras formarse los primeros cristales de hielo (conocidos como embriones), estos comienzan a crecer por difusión de vapor, proceso también conocido como deposición. El crecimiento de los cristales por deposición de vapor se inicia al encontrarse en un ambiente sobresaturado con respecto a la fase sólida. El cristal de hielo tiende a calentarse, debido al calor latente de sublimación desprendido en este proceso. La deposición de vapor es el mecanismo fundamental de crecimiento de los cristales de hielo con tamaño inferior a varios cientos de micras.

Cuando en una misma región de la nube coexisten hidrometeoros en fase sólida y gotas líquidas subfundidas, la presión de vapor más baja del hielo con respecto al agua líquida hace que la deposición de las moléculas de vapor tienda a desarrollarse sobre la superficie de hidrometeoros sólidos. A pesar de que al aparecer los primeros cristales de hielo nos encontramos en un ambiente saturado con respecto al agua líquida, este proceso provoca un descenso en la presión de vapor que impide que se alcance la saturación con respecto al agua líquida y, a la postre, la predisposición a la evaporación de las gotas de nube.

Este es el llamado proceso de Bergeron-Findeisen, que favorece el crecimiento de los hidrometeoros sólidos en detrimento de las gotas líquidas que tienden a reducir su tamaño por evaporación. Si se mantienen las condiciones ambientales este proceso continúa hasta la total evaporación del agua líquida subfundida. El mayor ritmo de deposición de vapor se produce en torno a una temperatura de -15°C , ya que es cuando se alcanza la mayor diferencia entre la presión de vapor saturante del hielo y el agua líquida.

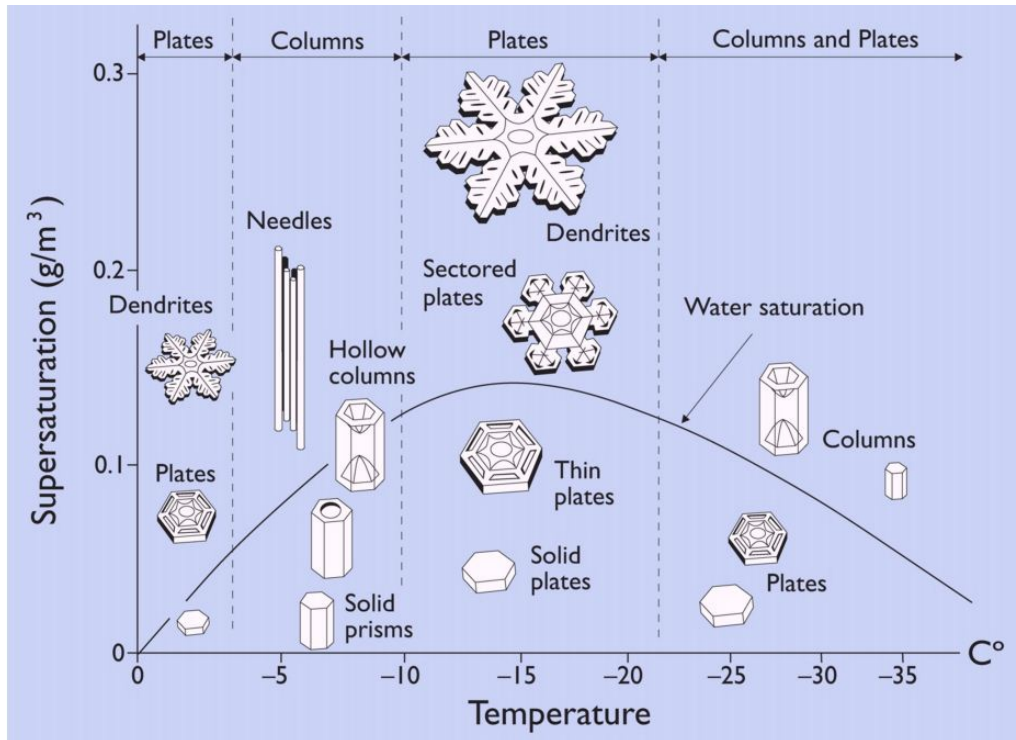


Figura 1.6: Diferentes morfologías adoptadas por los cristales de hielo en función de la temperatura y sobresaturación a la que se forman. Fuente: Libbrecht (2005).

Las condiciones ambientales en las que se desarrolla el cristal de hielo determinan la forma y el aspecto de los cristales generados, como se puede observar en la Figura 1.6. La forma depende fundamentalmente de la temperatura, mientras que las ramificaciones se incrementan con la sobresaturación, desarrollándose multitud de formas distintas. Las estructuras más comunes formadas a sobresaturaciones bajas son las agujas, columnas y platos, mientras que cuando hay elevadas sobresaturaciones predomina la formación de dendritas. En cuanto a temperatura se refiere, las dendritas son mayoritarias por encima de -20°C , mientras que a temperaturas inferiores a esta cifra son más comunes los platos y columnas (Takahashi *et al.*, 1991).

Multiplicación de cristales

La cantidad de cristales de hielo desarrollados en las nubes puede llegar a ser de incluso 5 órdenes de magnitud superior a la concentración de IN, lo que indica que se ha producido la formación de nuevos cristales de hielo mediante un proceso distinto a la nucleación heterogénea. Este proceso es la multiplicación de cristales. Se trata de un proceso muy rápido, pudiendo generarse 1000 cristales de hielo por litro partiendo de un solo cristal en tan solo 10 minutos. Se produce generalmente en zonas maduras de la nube y con elevada concentración de gotas subfundidas.

El principal proceso que provoca la multiplicación de cristales de hielo es la colisión de 2 cristales de hielo que, en lugar de formar un cristal de mayor tamaño por agregación sufren astillamiento y dan lugar a varios cristales de hielo de menor tamaño. Debido a la fragilidad de los cristales de hielo (especialmente las dendritas) este proceso ocurre de forma frecuente. La fragmentación de cristales de hielo está favorecida por intensas corrientes ascendentes.

Otro proceso que desencadena la multiplicación de cristales de hielo es la rotura de la partícula de hielo formada a partir de la congelación de una gota líquida. Esto se debe a la rapidez con la que se produce la congelación, alcanzándose elevadas presiones en el interior de la gota, lo que puede originar el desprendimiento de numerosas astillas de hielo a partir de la gota cristalizada. Cuantitativamente su importancia es menor que la del proceso anterior.

Acreción o *riming*

El proceso de acreción tiene lugar cuando un hidrometeoro en fase sólida colisiona con otro que se encuentra en estado líquido, obteniéndose como resultado la congelación de la gota subfundida sobre el cristal de hielo. Este proceso es también conocido como *riming*. La menor densidad de los hidrometeoros sólidos hace que caigan a una velocidad inferior a las gotas de agua, lo que favorece su choque. La existencia de intensas corrientes verticales aumenta el rendimiento de este proceso. La eficiencia del proceso de acreción depende principalmente del tamaño de la gota y de la morfología del cristal de hielo (Wang y Ji, 2000).

En función de las condiciones del medio en el que se produce, la acreción se desarrolla mediante crecimiento seco o húmedo. El crecimiento seco se desarrolla cuando una gota subfundida colisiona con un cristal de hielo y se congela inmediatamente adhiriéndose a su superficie. En el caso del crecimiento húmedo las gotas no se congelan de forma inmediata sino que forman una película líquida sobre el cristal de hielo. En este segundo mecanismo no todo el LWC se congela sobre el hidrometeoro sólido, siendo parte dispersado antes de congelarse. Los hidrometeoros formados a partir de crecimiento seco presentan un aspecto opaco y blanquecino, mientras que el crecimiento húmedo da lugar a hielo transparente debido a que las burbujas de aire tienen tiempo de escapar.

Los procesos de acreción más intensos se producen a temperaturas entre 0 y -10°C. Las nubes marítimas sobrellevan este proceso con mayor eficiencia al presentar mayor LWC y gotas de mayor tamaño. El proceso de *riming* da lugar a la formación de partículas de *graupel* cuando el cristal de hielo original se recubre totalmente por gotas congeladas sobre su superficie. Si el proceso tiene lugar de forma sucesiva puede llegar a formarse granizo (diámetro >0.5 cm), especialmente en nubes de gran desarrollo vertical.

Agregación

Consiste en la colisión de partículas de hielo que, tras el choque, se unen formando una partícula de hielo de mayor tamaño. La forma de los cristales de hielo influye en gran medida en la eficiencia de la agregación, siendo el proceso más efectivo cuanto más compleja sea su estructura. Esto hace que las dendritas más ramificadas sean los hidrometeoros con una mayor eficiencia de agregación. La eficiencia del proceso de agregación también depende fuertemente de la temperatura, siendo máxima entre 0 y -5°C . Esto provoca que los copos de nieve de mayor tamaño se formen a temperaturas cercanas a los 0°C . Entre -10 y -15°C presenta un máximo secundario debido a que en esta franja de temperatura predominan las dendritas. Por debajo de -20°C este proceso es menos frecuente.

En este proceso es de vital importancia la velocidad terminal de los hidrometeoros. La gran variedad en cuanto a formas y tamaños de los hidrometeoros sólidos provoca diferentes velocidades de caída que favorecen la colisión y posterior agregación entre cristales de hielo. Al igual que en el caso de la acreción, este proceso también está favorecido por la existencia de corrientes verticales. El sucesivo desarrollo del proceso de agregación da como resultado la formación de copos de nieve, que suelen estar formados por entre 10-30 cristales de hielo.

En la Figura 1.7 se muestran diversas imágenes tomadas por la sonda CAPS de varios procesos microfísicos que fueron observados durante los vuelos científicos del proyecto TecosAgua.

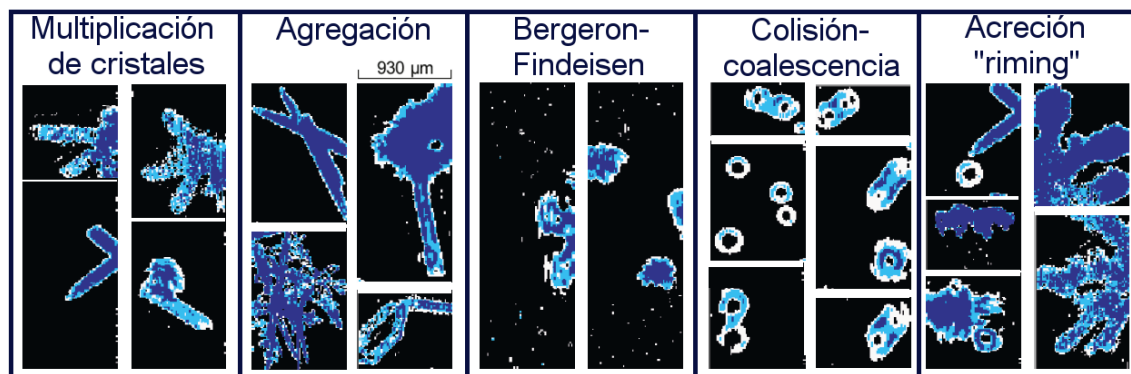


Figura 1.7: Imágenes de distintos procesos microfísicos captadas por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200.

1.4. Regiones y procesos asociados a engelamiento

De forma general, cabe señalar que el engelamiento es más frecuente a temperaturas comprendidas entre los -15 y los 0°C . Esto es debido a que, como se ha señalado anteriormente, a estas temperaturas no se desarrolla eficazmente la nucleación de las gotas a cristales de hielo. Debido a este factor, el engelamiento está asociado generalmente a nubes cuya temperatura en su techo no baje de -15°C . Las intensas corrientes verticales favorecen la aparición de condiciones de engelamiento, al inducir la colisión-coalescencia de las gotas nubosas, y la formación de SLD (peligrosas en aviación) e incluso que se puedan alcanzar gotas de tamaño precipitable que den lugar a precipitación engelante. A continuación se definen los procesos atmosféricos que más frecuentemente están asociados con episodios de engelamiento:

- **Antes de la entrada de un frente cálido:** El frente cálido proporciona humedad y empuje ascensional y, por ende, la formación de nubosidad. El aire caliente situado sobre el aire frío puede dar lugar a la formación de una inversión térmica. Por lo tanto, la precipitación en fase sólida se puede fundir en la capa cálida y, posteriormente, generar lluvia engelante si la temperatura en superficie se encuentra por debajo de 0°C . El aire es estable y la formación de hielo se puede encontrar en las nubes estratiformes. Bajo la capa de inversión térmica también se puede producir la formación y acumulación de SLD debido a la cizalladura y a la interrupción de las corrientes verticales.

- **El sector cálido:** Se sitúa tras la entrada de un frente cálido y la llegada de un frente frío, caracterizándose principalmente por aire inestable húmedo con un nivel de congelación elevado. Esta es la razón por la que la formación de hielo tiende a producirse a gran altura. Por lo general, las condiciones de engelamiento potencial se concentran en nubes convectivas dispersas, aunque también puede contener nubes estratiformes asociadas con precipitaciones sostenidas.

- **Advección fría tras el paso de un frente frío:** Se caracteriza por una elevada humedad del aire en niveles bajos, bajo una capa de aire más cálido y seco. El riesgo de engelamiento se limita a las capas bajas de la troposfera. La nubosidad asociada a este escenario suele presentar poco desarrollo vertical, con temperaturas de techo de nube relativamente cálidas (superiores a -15°C) lo que inhibe el paso de las gotas de agua a estado sólido. Este proceso puede verse favorecido por forzamiento orográfico, que contribuye a incrementar la cantidad de LWC por condensación. En la Figura 1.8 se muestra un esquema de las principales regiones en las que puede aparecer engelamiento conectado con la presencia de frentes fríos o cálidos, así como en el sector cálido situado entre ambos.

– **Nieblas engelantes:** Se trata de nieblas constituidas por pequeñas gotas nubosas a temperaturas inferiores a 0°C. Su escaso espesor hace que tan solo provoque problemas de engelamiento a nivel superficial. Las gotitas nubosas movidas por el viento se congelan al contactar con superficies sólidas, formando cencellada. Son típicas de situaciones anticiclónicas en zonas de valle o meseta, cuando se forman nieblas radiativas de carácter persistente favorecidas por fuertes inversiones térmicas. También se pueden producir como consecuencia de nieblas de advección en laderas de barlovento de los sistemas montañosos (como es el caso del ejemplo mostrado en la Figura 1.9). Estas nieblas no suelen dar lugar a precipitación pero al ser las gotas líquidas arrastradas por el viento pueden dar lugar a procesos de engelamiento atmosférico, acumulándose en forma de hielo sobre los objetos.

– **A barlovento de sistemas montañosos:** Este sería un caso similar a las nieblas de advección comentadas anteriormente pero adquiriendo la nubosidad orográfica un mayor espesor, de forma que puede dar lugar a precipitación. Se produce cuando hay vientos húmedos que inciden de forma perpendicular a la barrera orográfica. El aire es obligado a ascender y, al enfriarse de forma diatérmica, se produce la condensación y consecuente la formación de nubosidad de carácter orográfico. Esta nubosidad no suele presentar gran desarrollo vertical, por lo que el techo de la nubosidad raramente presenta una temperatura inferior a -15°C, lo que favorece la existencia de LWC, con el consabido riesgo para la aviación. De existir suficiente humedad y corrientes verticales ascendentes intensas se puede producir precipitación, que en el caso de haber temperaturas negativas en superficie podrían ser engelantes.

– **Convección:** La región en la que aparecen condiciones favorables al engelamiento está conectada con la existencia de advección vertical de vapor de agua, provocado por intensas corrientes verticales de origen convectivo. Al sufrir un descenso de temperatura en su ascenso, se ve favorecida la condensación del vapor de agua, pudiéndose formar gotas de agua líquida subfundida si nos encontramos a temperaturas inferiores a 0°C. Posteriormente las gotas crecen por difusión de vapor y colisión-coalescencia, pudiendo formarse SLD. Esta situación es típica de situaciones en las que se forman nubes convectivas debido a la presencia de inestabilidad en capas medias o bajas de la troposfera. El mayor riesgo de engelamiento se registra en la corriente ascendente.

En la Figura 1.10 se muestra un esquema de la aparición de condiciones de engelamiento asociadas a los dos procesos descritos con anterioridad.

– **Ondas de montaña:** Se generan a sotavento de un sistema montañoso cuando el flujo de viento dominante es perpendicular al mismo. Se caracterizan por sucesivas corrientes ascendentes y descendentes. En las corrientes ascendentes se puede generar nubosidad si existe humedad suficiente, apareciendo nubes lenticulares o nubes de tipo rotor a diferentes alturas, que son las características de las ondas de montaña. Aunque pueden

alcanzar una gran longitud su anchura es reducida al coincidir con la región en la que aparece la corriente ascendente. Conectado con lo anterior, el tiempo de residencia de los hidrometeoros en las nubes lenticulares es reducido lo que provoca que predominen las gotas líquidas, que pueden estar subfundidas sobre todo durante el invierno. Las ondas de montaña no suelen dar lugar a precipitaciones, pero las intensas corrientes ascendentes favorecen el crecimiento de SLD por colisión-coalescencia con el correspondiente riesgo de engelamiento para las aeronaves que atraviesen estas nubes. En la Figura 1.11 se muestra una fotografía de la onda de montaña conectada con el episodio de engelamiento que sufrió la aeronave C-212-200, y que será analizado en el apartado de resultados.

– **Chorro de barrera:** En ocasiones, la barrera orográfica impide el paso del aire frío y denso que se canaliza formando un flujo paralelo a la misma. El aire cálido que sigue al frío sí que es capaz de sobrepasar la barrera orográfica (Figura 1.12). Es en esta región donde pueden aparecer las condiciones de engelamiento, ya que al ascender el aire cálido sobre la montaña se enfría por expansión diabática, pudiendo producirse la condensación si se alcanza la saturación. Durante los meses invernales es más probable que en esta región aparezcan temperaturas por debajo de 0°C, y por tanto riesgo de engelamiento.

– **Proceso de *Seeder-feeder*:** Explica la interacción entre nubes que se encuentran a distintos niveles de la troposfera y que presentan distintas características (observar Figura 1.13). En el modelo ideal, la nube sembradora (*seeder cloud*) se encuentra en un nivel superior y, por tanto, a una temperatura inferior. Esta nube está formada mayoritariamente por hidrometeoros en fase sólida, conteniendo cristales de hielo que pueden alcanzar tamaños precipitables. En este caso, podrían caer sobre nubes que se encuentren en niveles inferiores. La nube sembradora puede ser de carácter frontal u ondulatorio. En este segundo caso las nevadas intensas se producirían a sotavento del sistema montañoso.

La nube recolectora (*feeder cloud*) se encuentra situada en niveles inferiores y suele ser de carácter orográfico. Al encontrarse a mayor temperatura, predominan los hidrometeoros en fase líquida (su temperatura de techo de nube suele ser superior a -15°C). En su caída, los cristales de hielo procedentes de la nube sembradora alcanzan la nube recolectora. Al atravesar esta nube, los cristales de hielo crecen por deposición de vapor a través del proceso de Bergeron-Findeisen así como por el proceso de acreción o *riming*, incorporando gotas líquidas que congelan sobre la superficie del cristal de hielo. De esta forma, el proceso conocido como *seeder-feeder* puede inhibir la aparición de engelamiento en aviones y precipitación engelante.

Las nubes sembradora y recolectora suelen estar separadas por un estrato estable, cuyo espesor debe ser inferior a 2 km para evitar la sublimación de los cristales de hielo durante su caída. El resultado es un incremento de la precipitación, alcanzándose registros superiores a la suma de la precipitación que podrían ocasionar las 2 capas de nubes por separado. Este proceso puede dar lugar a intensas nevadas en zonas montañosas.

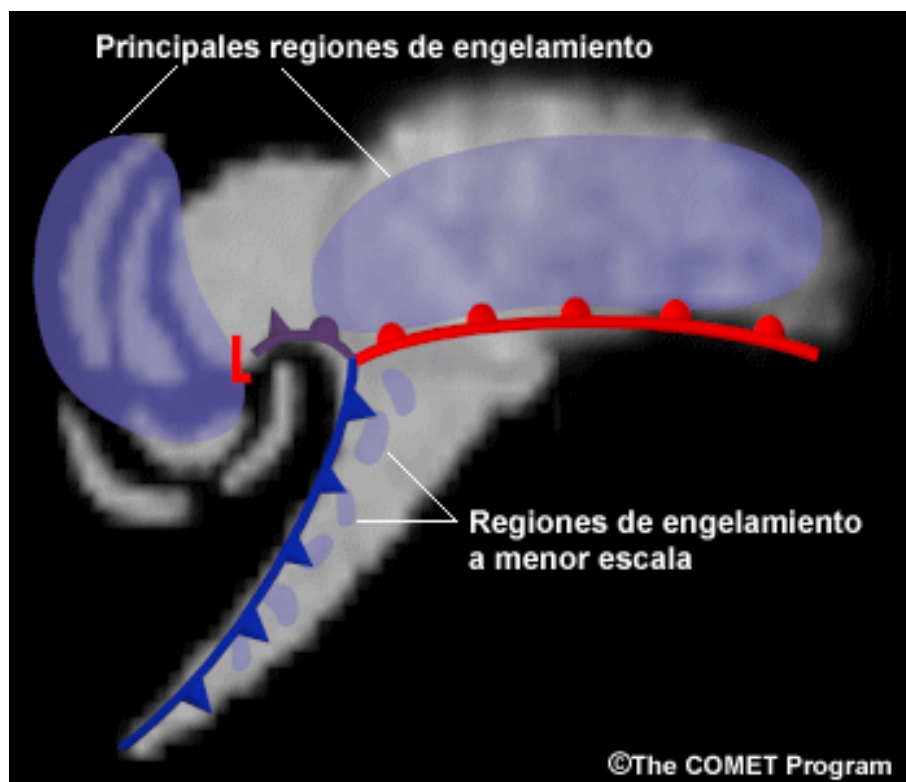


Figura 1.8: Esquema de las localizaciones preferentes en las que se produce engelamiento de forma asociada a la presencia de frentes. Fuente: The COMET Program.



Figura 1.9: Cancellada acumulada sobre la vegetación en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada como consecuencia de niebla de advección.

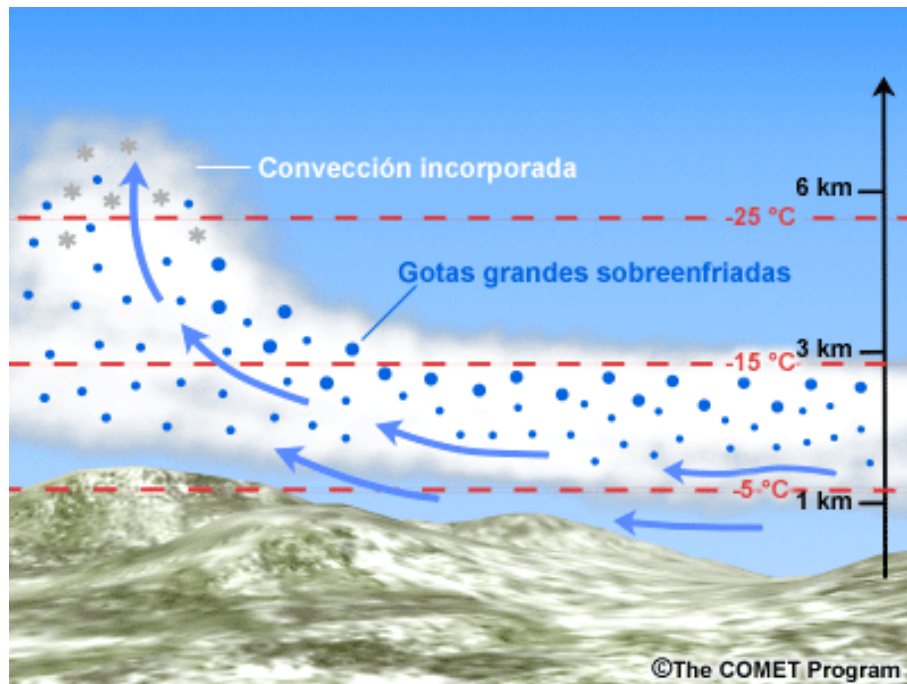


Figura 1.10: Aparición de condiciones de engelamiento por forzamiento orográfico a barlovento de un sistema montañoso y por convección. Fuente: The COMET Program.



Figura 1.11: Fotografía de una onda de montaña captada sobre el valle del Lozoya durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.



Figura 1.12: Esquema de la formación de condiciones favorables a engelamiento como consecuencia del patrón conocido como chorro de barrera. Fuente: The COMET Program.



Figura 1.13: En la fotografía realizada sobre el valle del Lozoya se pueden apreciar dos capas de nubes con diferentes características. En este caso la nube sembradora serían los altoestratos situados en niveles medios, desde los que se podría producir la caída de cristales de hielos que sembrarían las nubes orográficas situadas por debajo y que, mayoritariamente, se encuentran en fase líquida.

1.5. Tipos de engelamiento

El engelamiento consiste en la acumulación de hielo sobre una superficie sólida. Se produce cuando una gota subfundida contacta con la superficie de un objeto sólido, congelándose la gota sobre el mismo. Según el aspecto y la estructura de la capa de hielo formada se distinguen los distintos tipos de engelamiento:

- **Hielo opaco (*rime*):** Se produce cuando las gotas subfundidas se congelan de forma inmediata al chocar con la superficie sólida. La rápida congelación hace que queden atrapadas burbujas de aire, por lo que el hielo formado presenta un color blanquecino y bastante opaco, como se muestra en la Figura 1.14. Las condiciones ambientales que favorecen la formación de hielo opaco son temperaturas muy bajas (inferiores a -15°C), bajo LWC y gotas de pequeño tamaño. Es el tipo de engelamiento más común, aunque debido a su estructura quebradiza hace que sea fácilmente eliminable. En aviación no provoca graves problemas al depositarse sobre el borde de ataque de las alas, que está protegido por sistemas antiengelamiento.

- **Hielo liso (*clear*):** Se origina cuando tan solo una pequeña porción de la gota se congela de inmediato al contactar con la superficie sólida, mientras que el resto de la gota sigue fluyendo en estado líquido hasta que se aplasta sobre la superficie sólida, congelándose de forma gradual. Al ser un proceso lento las burbujas de aire tienen tiempo de salir antes de que se produzca la congelación, formándose una capa de hielo transparente y de mayor densidad (observar Figura 1.15). Se suele ocasionar a temperaturas superiores a -10°C cuando existe elevado LWC y alta concentración de SLD. Su estructura es más compacta, por lo que los revestimientos de hielo liso son más difíciles de eliminar. Además, en aviación provoca graves problemas al alterar en mayor medida el flujo de aire. Al ser transparente es más difícil de detectar y, por tanto, la toma de medidas correctoras se puede retrasar. Otro punto negativo es que al no congelarse de inmediato, las gotas pueden congelarse sobre partes del avión distintas al borde delantero, donde es posible que no existan sistemas antiengelamiento. Estos factores provocan que la formación de hielo liso sea el tipo de engelamiento más peligroso.

- **Hielo mixto:** Presenta características intermedias entre los 2 tipos anteriores. Forma revestimientos de hielo relativamente transparentes. Su formación prevalece a temperaturas entre -10 y -15°C , con LWC y tamaños de gotas intermedios.

- **Escarcha:** Consiste en la acumulación de hielo en forma de plumas o agujas por deposición directa de vapor sobre la superficie de un objeto sólido que se encuentra a una

temperatura inferior a 0°C . Este tipo de engelamiento no requiere la presencia de nubosidad, de hecho es más frecuente en noches despejadas debido al enfriamiento radiativo. Es poco significativo debido a que la cantidad de hielo acumulada es escasa.

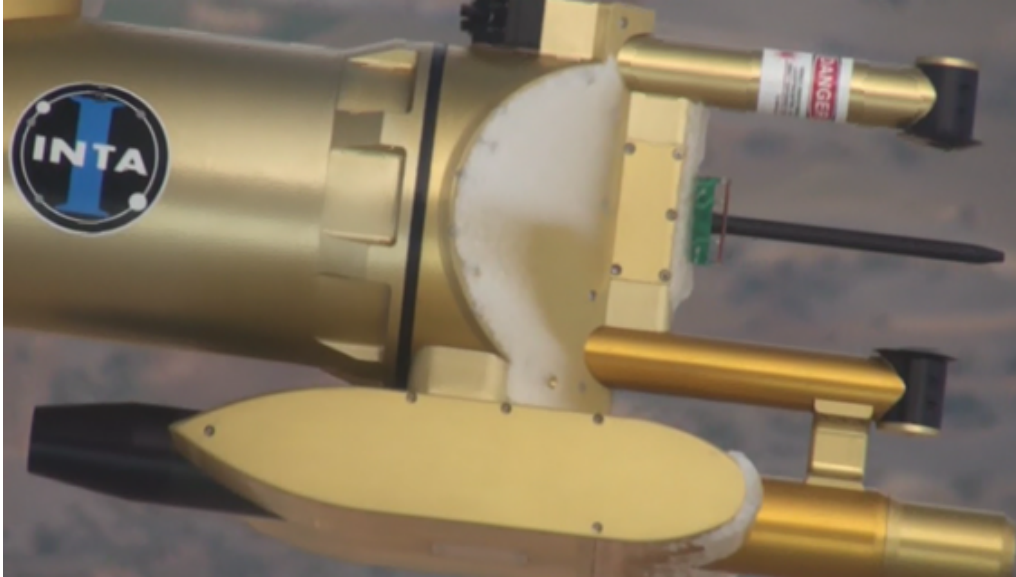


Figura 1.14: Formación de una capa de hielo opaco sobre los instrumentos de medida instalados en el avión C-212-200 con motivo del proyecto TecoAgua.



Figura 1.15: Acumulación de hielo liso sobre el radiómetro de microondas durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua.

Por otra parte, en función del tipo de hidrometeoro que causa el engelamiento, se distinguen los siguientes tipos:

- **Engelamiento atmosférico (*atmospheric icing*)**: Sucede cuando nos encontramos en el interior de una nube o niebla formada por gotas subfundidas. Dentro de este tipo se incluirían la cencellada (*in-cloud icing*) registrado en superficie y el engelamiento en aviones (*aircraft icing*).

- **Llovizna engelante**: Se define como una precipitación bastante uniforme compuesta por gotas muy finas (con un diámetro inferior a 0.5 mm) muy cerca unas de otras, por lo que la concentración de gotas en los episodios de llovizna engelante suele ser muy elevada. Está comúnmente asociado a nubosidad de carácter orográfico. Suele tener lugar a temperaturas superiores a -10°C.

- **Lluvia engelante**: Suele producirse con la entrada de un frente cálido. La entrada de aire cálido en altura provoca la fusión de los cristales de hielo. Por debajo se sitúa una capa de inversión térmica ya que en superficie todavía no ha entrado la masa de aire cálido, por lo que pueden persistir temperaturas negativas. En general se considera lluvia cuando el diámetro de las gotas es superior a 0.5 mm. Sucede a temperaturas negativas, aunque cercanas a los 0°C.

- **Gránulos de hielo (*ice pellets*)**: Se origina cuando cristales de hielo colisionan con gotas subfundidas, formándose pequeños hidrometeoros esféricos y traslúcidos, en fase sólida tras alcanzar la superficie. Su proceso de formación requiere de una capa cálida en la que se fundan los cristales de hielo. Posteriormente los hidrometeoros se congelan parcialmente al atravesar la capa de inversión térmica situada en superficie.

1.6. Grados de engelamiento

El engelamiento en aviones (*aircraft icing*) tiene lugar cuando el avión se introduce en una nube a temperaturas inferiores a 0°C y existen gotas líquidas subfundidas que impactan y congelan sobre las alas y el fuselaje del avión. La tasa de engelamiento depende de la forma y tamaño de la superficie sobre la que impactan las gotas, la velocidad a la que se desplaza la aeronave, la temperatura, el LWC y la distribución de tamaños de las gotas nubosas.

Existen diversas clasificaciones en cuanto a la intensidad del engelamiento registrado. En la tabla 2 se muestran las principales categorías de engelamiento utilizadas en aviación en función del LWC y la tasa de acumulación de hielo sobre el fuselaje del avión. Esta

es una clasificación general, ya que los efectos varían en función del tipo de avión. A continuación se definen estas categorías:

– **Traza:** La tasa de acumulación de hielo es tan solo ligeramente superior a la tasa de pérdida de hielo por sublimación. No supone un riesgo para la aviación, a no ser que la exposición se prolongue durante más de una hora, situación en la cual habría que utilizar los sistemas antiengelamiento.

– **Ligero:** La acumulación de hielo puede provocar problemas si las condiciones persisten durante más de 1 hora. Puede llegar a ser necesaria la utilización de sistemas antiengelamiento para remover o prevenir la acumulación de hielo. Si las condiciones engelantes perduran sería conveniente realizar un cambio de rumbo o altitud.

– **Moderado:** El engelamiento se considera moderado cuando incluso breves exposiciones pueden provocar riesgos. Es necesario utilizar los sistemas antiengelamiento. Es preciso realizar un cambio de rumbo y/o nivel si la aeronave está expuesta a estas condiciones durante un periodo breve.

– **Severo:** La categoría engelamiento severo indica que la tasa de acumulación de hielo es tan elevada que los sistemas antiengelamiento no son efectivos en la eliminación del mismo, lo que obliga a un urgente cambio en el rumbo e incluso la altitud de la aeronave. En ocasiones la aeronave puede llegar a ser incontrolable por el piloto.

Grado de engelamiento	Contenido de agua líquida	Tasa de acumulación de hielo
Traza	$<0.1 \text{ g m}^{-3}$	$<1 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$
Ligero	$0.1 - 0.5 \text{ g m}^{-3}$	$1 \text{ a } 5 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$
Moderado	$0.5 - 1 \text{ g m}^{-3}$	$5 \text{ a } 10 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$
Severo	$>1 \text{ g m}^{-3}$	$>10 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$

Tabla 1.2: Grados de engelamiento en función del LWC y tasa de acumulación de hielo.
Fuente: Tafferner *et al.* (2003).

1.7. Patrones sinópticos conectados con nevadas

Antes de proceder al análisis mesoscalar de los factores meteorológicos responsables de las nevadas en la cuenca del Duero resulta imprescindible estudiar las configuraciones a escala sinóptica conectadas con nevadas en la zona de estudio. La variabilidad tanto espacial como interanual de las precipitaciones invernales en el noroeste de la península ibérica puede ser explicada mediante cambios en los modelos de circulación atmosférica a gran escala (Trigo y Palutikof, 2001) que reflejan la importancia de conocer en detalle los patrones sinópticos relacionados con la aparición de nevadas en la cuenca del Duero. De esta forma, distintas masas de aire pueden afectar a la península ibérica, modificando las condiciones meteorológicas de la región. El origen de estas masas de aire se ha representado en la Figura 1.16.

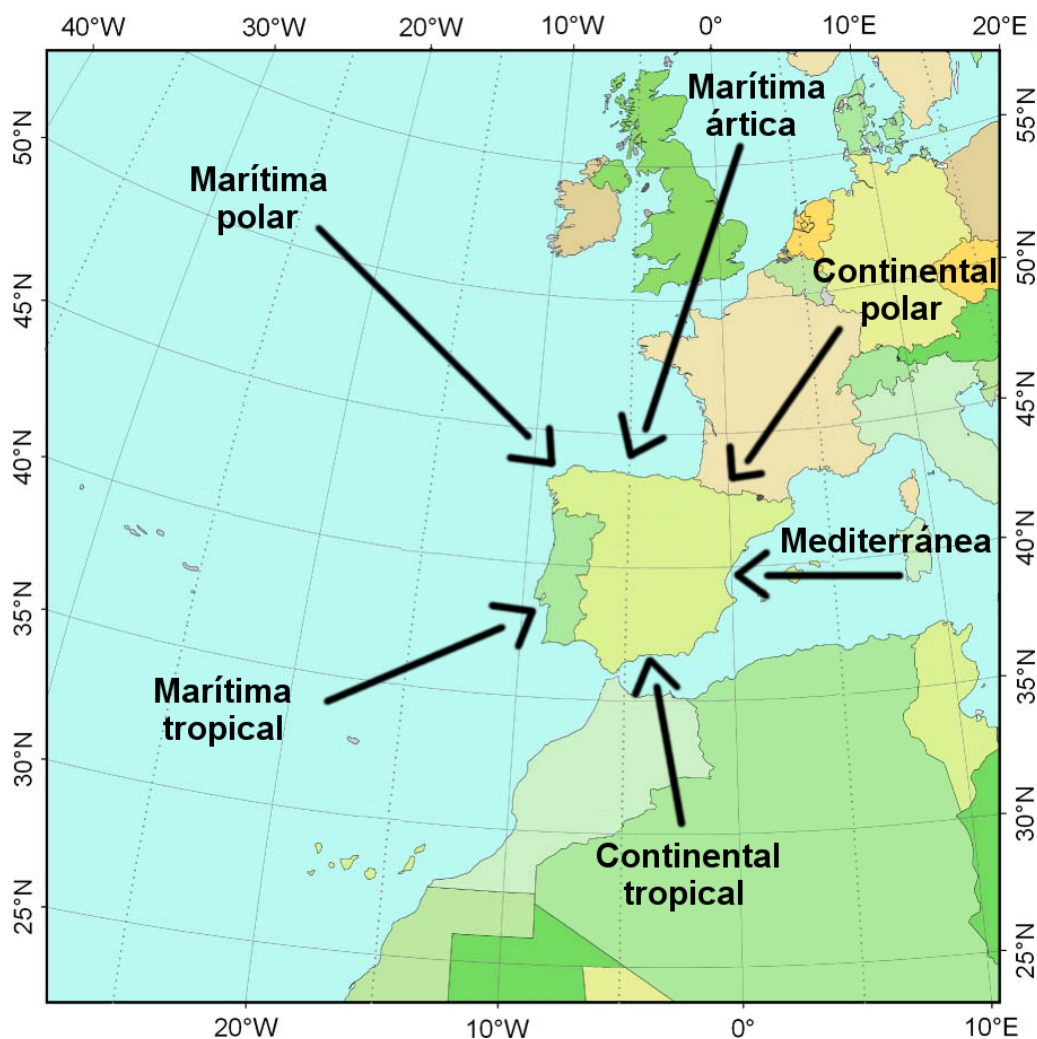


Figura 1.16: Esquema de las principales masas de aire que afectan a la península ibérica.

En un principio, los patrones sinópticos eran definidos de forma subjetiva, basándose en la configuración de las isobaras a nivel del mar. Sin embargo, posteriormente se han desarrollado diferentes metodologías para determinar patrones sinópticos de forma objetiva (Spellman, 2000; Trigo y DaCamara, 2000). Estas metodologías son bastante básicas, ya que siguen utilizando generalmente en nivel de presión superficial. Diversos autores han adaptado estas metodologías para su aplicación a diversas regiones de la península ibérica (Paredes *et al.*, 2006; Lorenzo *et al.*, 2008).

Otra forma de obtener los patrones sinópticos que afectan a una determinada región es mediante un análisis de componentes principales a partir de la temperatura y altura geopotencial a 850 y 500 hPa, como realizaron Merino *et al.* (2014). En este trabajo fueron definidos los patrones sinópticos relacionados con la aparición de nevadas en la zona de estudio de la presente tesis doctoral. En total se extrajeron cuatro configuraciones principales, que se definen a continuación.

– **Advección ártica:** Se caracteriza por la presencia de una dorsal en altura asociada a altas presiones en el Atlántico que, junto a una vaguada situada en el oeste de Europa provoca un fuerte gradiente barométrico, favorece la entrada de la masa de aire marítima ártica sobre la península ibérica.

Esta configuración sinóptica provoca la llegada de aire frío y húmedo sobre la mitad norte de la península ibérica, generándose precipitaciones orográficas intensas a barlovento de los sistemas montañosos. En la zona de estudio, las precipitaciones más abundantes bajo este patrón se registran en la Cordillera Cantábrica al producirse el bloqueo de humedad procedente del océano Atlántico. En las zonas situadas inmediatamente a sotavento de la Cordillera Cantábrica también se recogen precipitaciones, alcanzando zonas más alejadas cuando el gradiente barométrico es muy fuerte. Ya que las altitudes de la Cordillera Cantábrica son inferiores en su región más oriental, se permite la entrada de humedad en el este de la cuenca del Duero, produciéndose también precipitaciones en esta área. Los Sistemas Central e Ibérico también suelen registrar nevadas durante esta situación sinóptica.

– **Advección del oeste:** Este patrón está normalmente asociado al paso de borrascas por la península ibérica en su desplazamiento de oeste a este. Las masas de aire conectadas con este patrón (generalmente se trata de la masa de aire marítima polar) presentan una elevada humedad y su temperatura se suaviza en niveles bajos debido a un prolongado contacto con la superficie marítima. Está asociado con la entrada de sistemas frontales que provocan precipitaciones abundantes en la cuenca del Duero.

La cota de nieve característica de este esquema sinóptico no es demasiado baja a no ser de que se haya producido una advección de aire frío sobre el Atlántico de forma previa, o haya inversiones térmicas en la superficie coincidiendo con la entrada del frente.

– **Advección del nordeste:** En este caso, un centro de bajas presiones localizado en el oeste del Mediterráneo y una vaguada situada en el noroeste de Europa, permiten la llegada de la masa de aire continental polar. Esta masa de aire se caracteriza por ser muy fría y seca. De hecho, las olas de frío más intensas en la zona de estudio se producen con esta configuración.

Al ser una masa de aire poco húmeda, las precipitaciones no suelen ser abundantes, aunque se puede cargar de humedad al cruzar el Mar Cantábrico, dando lugar a precipitaciones orográficas a barlovento de la Cordillera Cantábrica, con nevadas incluso en cotas cercanas al nivel del mar. No son descartables nevadas débiles tanto en el Sistema Central como en el Ibérico. Al igual que se comentaba anteriormente, el este de la zona de estudio también puede verse afectado por nevadas débiles al entrar humedad por la región oriental de la Cordillera Cantábrica (donde el sistema montañoso presenta una menor altitud).

– **Circulación ciclónica:** Por último, el cuarto patrón se caracteriza por la presencia de un potente anticiclón en el Atlántico Norte, mientras que en nuestras latitudes predomina circulación ciclónica en niveles bajos. Esto provoca el choque de masas de aire con diferentes propiedades de temperatura y humedad en la zona de estudio. El caso más notable es cuando se produce el choque entre la masa de aire continental polar (muy fría y seca) y la marítima tropical (templada y húmeda). Esta configuración puede provocar precipitaciones intensas en forma de nieve en la franja donde se produce el corte entre ambas masas de aire de diferentes características.

Este patrón coincide con la situación sinóptica ciclónica señalada por *Fernández-González et al.* (2012), que junto a los flujos procedentes del oeste y suroeste, son responsables de gran parte de las precipitaciones invernales en la zona de estudio. Resultados similares también fueron observados por *Lorenzo et al.* (2008).

1.8. Intensidad de las nevadas

Durante los meses invernales la tasa de accidentes de tráfico suele incrementarse debido a condiciones meteorológicas adversas (*Eisenberg y Warner*, 2005). De hecho, las nevadas pueden incrementar el riesgo de accidentes de tráfico en un 84 % según los datos aportados por *Qiu y Nixon* (2008), debido a la reducida visibilidad y a la presencia de asfalto deslizante. Sin embargo, el riesgo varía en función de la intensidad, como detallan *Black y Mote* (2015). Es por este hecho por lo que en este apartado se pretende remarcar que la peligrosidad de un episodio de nevadas está determinada por su intensidad.

Con el objetivo de catalogar adecuadamente el riesgo de una determinada nevada, la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) establece los umbrales a la hora de fijar las alertas para informar a protección civil y avisar del riesgo existente a la población. Los umbrales definidos varían de unas regiones a otras en función de su vulnerabilidad o la rareza del fenómeno acorde a los valores climáticos de cada región, que hace que la población esté más o menos acostumbrada a un determinado riesgo meteorológico.

A continuación se van a detallar los niveles de alerta en la zona de estudio analizada en esta memoria de tesis doctoral. Según la intensidad de la nevada, AEMET decreta cuatro niveles distintos de avisos en función del espesor de nieve acumulado que se prevé:

- **Verde:** No se esperan nevadas o en todo caso serían nevadas muy débiles por lo que no existe riesgo meteorológico para la población.

- **Amarillo:** Se prevén nevadas con un espesor aproximado de 2 cm (5 cm en zonas de montaña). Según define AEMET conlleva que "no existe riesgo meteorológico para la población en general aunque sí para alguna actividad concreta (fenómenos meteorológicos habituales pero potencialmente peligrosos o localización de alta vulnerabilidad como una gran conurbación)".

- **Naranja:** Se esperan nevadas de 5 cm de espesor (20 cm en zonas de montaña). AEMET lo decreta cuando "existe un riesgo meteorológico importante (fenómenos meteorológicos no habituales y con cierto grado de peligro para las actividades usuales)".

- **Rojo:** Alta probabilidad de que se produzcan nevadas de 20 cm (40 cm en zonas de montaña). Este nivel es adoptado por AEMET cuando "el riesgo meteorológico es extremo (fenómenos meteorológicos no habituales de intensidad excepcional y con un nivel de riesgo para la población muy alto)".

Sin embargo, estos avisos suelen ser poco precisos y se establecen de forma general para extensas áreas geográficas, dentro de las cuales puede haber particularidades que no son recogidas en estas alertas (ver Figura 1.17). En este aspecto, el uso de modelos mesoscalares con una elevada resolución espacial y temporal permite la obtención de información mucho más precisa, de gran utilidad a la hora de minimizar los riesgos que diversos fenómenos meteorológicos causan sobre determinadas actividades humanas.



Figura 1.17: Ejemplo de los avisos generados por AEMET para un determinado día. Fuente: <http://www.aemet.es>.

CAPÍTULO 2

OBJETIVOS

A lo largo de esta tesis se pretende incrementar el conocimiento de diversos fenómenos meteorológicos que representan un riesgo sobre las actividades humanas, como son el engelamiento en aviones, la precipitación engelante y las nevadas. Los objetivos se tratarán de alcanzar a través de la observación de estos fenómenos con la instrumentación disponible y las simulaciones desarrolladas con el modelo WRF. Los modelos numéricos de predicción meteorológica pueden minimizar en gran medida los daños causados por un fenómeno meteorológico al permitir anticiparnos a sus efectos perjudiciales. Los datos aportados por la instrumentación meteorológica nos permitirán evaluar la precisión del modelo con las simulaciones realizadas para varios casos de estudio.

Los principales objetivos de la presente tesis doctoral son los siguientes:

– **Objetivo 1:** Analizar las características microfísicas que operan en el interior de las masas nubosas en situaciones de carga extrema de hielo en los planos del avión.

Para ello se hará uso de los datos aportados por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200, así como la instrumentación instalada en superficie. Durante la campaña 2011-2012 del proyecto TecoAgua uno de los vuelos científicos tuvo que ser abortado de forma prematura al sufrir engelamiento el avión encargado de realizar las mediciones. Estos datos han sido muy útiles para comprender mejor las condiciones meteorológicas favorables a la aparición de engelamiento en aviones.

– **Objetivo 2:** Identificar los factores mesoescalares que intervienen en la aparición de situaciones de carga de hielo en los aviones.

Este objetivo se perseguirá mediante simulaciones con el modelo mesoescalar WRF del caso de estudio comentado en el objetivo 1. A través de este análisis pretendemos demostrar la capacidad del modelo para localizar regiones de la atmósfera donde existe riesgo de engelamiento, información que será vital para futuras campañas de vuelos científicos.

– **Objetivo 3:** Estudiar los factores que favorecen la aparición de precipitación enge-

lante en la península ibérica con la finalidad de minimizar los riesgos en el transporte que ocasiona este fenómeno meteorológico.

A través de la observación realizada con la instrumentación del proyecto TecoAgua de un episodio de precipitación engelante se tratará de establecer la combinación de parámetros meteorológicos desencadenantes de este fenómeno.

– **Objetivo 4:** Mejorar la precisión del campo de precipitación engelante en la península ibérica a partir de la versión operativa del WRF.

Una vez conocidos los factores meteorológicos causantes de la precipitación engelante se analizará la capacidad del modelo WRF para su determinación y, de esta forma, calcular la fiabilidad del modelo a la hora de estimar precipitación engelante. Así mismo, se desarrollarán aplicaciones que ayuden a la toma de decisiones ante este tipo de episodios.

– **Objetivo 5:** Desarrollar una herramienta capaz de aportar información probabilística sobre el riesgo de nevadas en la península ibérica a partir de un conjunto (*ensemble*) formado por distintas simulaciones deterministas.

Para cumplir este objetivo se han seleccionado un total de 15 episodios de nevadas en la cuenca del Duero. Se han simulado estos días de estudio con el modelo WRF y, posteriormente, se han validado las salidas de los campos de precipitación y ausencia/presencia de nevadas mediante la red pluviométrica de la Confederación Hidrográfica del Duero, la información recogida en los principales observatorios de AEMET en el área de estudio y las solicitudes de quitanieves realizadas al servicio de emergencia en esta región.

CAPÍTULO 3

DISEÑO EXPERIMENTAL

En esta sección se va a especificar el proyecto científico asociado a esta tesis doctoral. Posteriormente se detallarán las zonas de estudio en las que se han enfocado las investigaciones, seguido de las descripciones de la instrumentación utilizada.

3.1. Proyecto asociado a la tesis doctoral

Esta tesis doctoral se enmarca dentro del proyecto denominado "Tecnologías Sostenibles para el Ciclo Integral del Agua" (TecoAgua), que tuvo lugar durante los inviernos de 2009 a 2013. El principal objetivo de este proyecto era alcanzar un conocimiento exhaustivo de los sistemas nubosos que cruzan la Sierra de Guadarrama durante los meses invernales, con el fin de desarrollar tecnologías sostenibles para la generación de recursos hídricos alternativos. La empresa Befesa Agua S.A. era la encargada de liderar el proyecto aunque, en el mismo, también participaban otras 13 empresas y 22 institutos de investigación. Entre los organismos de investigación se hallaba el Grupo de Física de la Atmósfera (GFA) de la Universidad de León, que se encargaba de la recogida y análisis de datos meteorológicos en la Sierra de Guadarrama.

Los datos utilizados en el desarrollo de la tesis se concentran en las dos últimas campañas de este proyecto, que fueron realizadas durante los inviernos 2011/12 y 2012/13. Se dispone de datos tomados en el embalse de Pinilla (localizado en las inmediaciones de la localidad de Lozoya) y en la Residencia del Ejército del Aire "Los Cogorros" (situada muy próxima al Puerto de Navacerrada). Durante estas últimas campañas, el GFA contó además con la colaboración del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), encargado de la realización de una serie de vuelos científicos. Estos vuelos despegaban desde el Aeropuerto Militar de Madrid-Torrejón con la intención de cruzar a la cara norte de la Sierra de Guadarrama y captar datos de los sistemas nubosos en su trayectoria. En especial, se pretendía mejorar el conocimiento de la microfísica de nubes frías, prestando especial atención al contenido de agua líquida subfundida presente en las nubes de la zona de estudio, debido al riesgo que ello supone de cara a la seguridad de la navegación aérea.

3.2. Zona de estudio

Las investigaciones desarrolladas en esta tesis se han centrado en 2 áreas de estudio diferentes. En primer lugar, el análisis de episodios de engelamiento en aviones y precipitación engelante se ha enfocado en la Sierra de Guadarrama. Por otra parte, las investigaciones sobre episodios de nevadas se han desarrollado en la cuenca del Duero. A continuación se van a describir en profundidad ambas áreas de estudio.

3.2.1. Sierra de Guadarrama

El área de estudio en el que se ha centrado la primera parte de las investigaciones de esta tesis doctoral es la Sierra de Guadarrama. Esta sierra forma parte de un sistema montañoso de mayor envergadura, el Sistema Central, que presenta una orientación SW-NE con una longitud aproximada de 600 km. Esta barrera orográfica abarca desde la región central de Portugal hasta el Sistema Ibérico, formando la frontera natural entre Castilla y León al norte y Extremadura, Madrid y Castilla La Mancha al sur. El Sistema Central se compone de las siguientes sierras, de oeste a este: Serra da Estela (Portugal), Sierra de Gredos (donde se localiza el pico más elevado del Sistema Central, el Pico Almanzor de 2592 m), Sierra de Guadarrama y Sierra de Ayllón.

La Sierra de Guadarrama se localiza en el centro de la península ibérica y separa las provincias de Segovia y Madrid (Figura 3.1). Además, divide las cuencas del Duero (al norte) y la del Tajo (al sur). Su punto más alto es el Peñalara, que alcanza una altura de 2428 msnm. El extremo suroeste de la Sierra de Guadarrama se encuentra en las coordenadas geográficas 40° 22' N, 4° 18' W mientras que su extremo nordeste se sitúa en las coordenadas 41° 4' N, 3° 44' W. El valle del Lozoya divide la Sierra de Guadarrama en dos, abriéndose entre montañas con alturas superiores a 2000 m al norte, y 1700 m al sur.

Durante las campañas de campo de los inviernos de 2011/2012 y 2012/13 la instrumentación se localizó entre el embalse de Pinilla y el Puerto de Navacerrada, detallándose a continuación los emplazamientos.

La instrumentación instalada en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada se localizaba 800 m al noroeste del mismo y a una altitud de 1880 msnm, con unas coordenadas geográficas de 40° 47' 32.36" N, 4° 0' 38.43" W. El Puerto de Navacerrada conecta las ciudades de Madrid y Segovia, así como estas con el Valle del Lozoya. Debido a la proximidad de Navacerrada a un núcleo urbano importante como Madrid (menos de 50 km) cuenta con una gran afluencia de turistas, especialmente durante el invierno ya que es el principal acceso a dos estaciones de esquí. Esto aumenta la vulnerabilidad frente a fenómenos meteorológicos adversos, como son fuertes nevadas o precipitación engelante.

El embalse de Pinilla se localiza en el Valle del Lozoya. En este emplazamiento es donde se encontraba instalada la cámara de nubes durante las campañas de campo, concretamente en las coordenadas 40° 56' 48.95" N, 3° 46' 36.59" W y 1100 msnm, a tan sólo 26 km en línea recta de la instrumentación instalada en el Puerto de Navacerrada.

Los vuelos científicos llevados a cabo durante las campañas experimentales despegaban del aeropuerto militar de Torrejón de Ardoz, cercano al aeropuerto de Madrid-Barajas. Debido al gran volumen de tráfico aéreo existente en esta zona, resulta de gran interés el estudio de las características microfísicas de las nubes que atraviesan la Sierra de Guadarrama, sobre todo para evitar riesgos conectados con episodios de engelamiento.

La entrada de masas de aire frío procedentes del NW y otras más cálidas llegadas por el SW marcan fundamentalmente la entrada de precipitaciones en la Sierra de Guadarrama durante el periodo invernal. Cuando las bajas presiones se centran sobre la península ibérica, se favorece la entrada de humedad procedente del Mediterráneo, lo que también induce la caída de precipitaciones en la zona de estudio. La disposición de la orografía provoca que con la entrada de masas de aire del NW las precipitaciones más cuantiosas se registren en la cara norte de la Sierra de Guadarrama, mientras que con la entrada de vientos del SW, S o E las precipitaciones más elevadas se producen en la cara sur.

En las zonas más bajas de la Sierra de Guadarrama predomina un clima mediterráneo continentalizado con grandes contrastes térmicos entre verano e invierno, mientras que en las cumbres existe un clima templado con inviernos fríos. La barrera orográfica protege a la cara sur de los vientos fríos del norte, pudiendo suavizarse las temperaturas hasta en 4°C para una misma altura. Este mismo efecto también provoca el bloqueo de las masas húmedas que provienen del norte, provocando que la cara norte sea más lluviosa que la vertiente meridional durante episodios de vientos de componente norte.

La temperatura y precipitación media anual en la Sierra de Guadarrama está principalmente definida por la altitud. A altitudes comprendidas entre los 750 y 1500 msnm la precipitación media anual medias se sitúa entre 700 y 800 mm, situándose la temperatura media entre los 10 y 11°C. Entre los 1500 y 2000 msnm las precipitaciones medias anuales se sitúan en torno a 1000 mm. La temperatura media en este rango de alturas se mantiene entre los 8 y 9°C. Por encima de los 2000 metros de altitud, las precipitaciones anuales medias superan los 1250 mm. La temperatura media en esta zona está entre los 6 y 7°C.

Las situaciones meteorológicas que afectan a la Sierra de Guadarrama están principalmente influenciadas por la posición de: el frente polar, del que se derivan frentes y centros de bajas presiones que son los responsables de la mayor parte de precipitaciones en este área durante el invierno; y el anticiclón de las Azores, que ocasiona tiempo estable en esta región.

3.2.2. Cuenca del Duero

El último capítulo de resultados de esta memoria de tesis doctoral se enfoca en un área de estudio diferente, ya que necesitábamos una mayor extensión para lograr una adecuada validación de distintas parametrizaciones del modelo WRF a la hora de estimar la precipitación acumulada, así como el tipo de precipitación registrado en superficie, principalmente dirigido a mejorar la gestión de las máquinas quitanieves durante el invierno.

Por este motivo, decidimos escoger como área de estudio la cuenca del Duero, más concretamente la porción de esta cuenca que se encuentra dentro de España ya que es donde disponíamos de datos fiables. Cada año esta región está expuesta a varios temporales de nieve que provocan graves problemas al transporte tanto por carretera, ferrocarril y aéreo, como ocurrió durante la gran nevada que azotó el noroeste de España durante los primeros días de febrero de 2015. Por ello, creímos conveniente mejorar el conocimiento de estos fenómenos para intentar minimizar sus riesgos en el futuro.

El área seleccionada coincide prácticamente con los límites geográficos de Castilla y León, que es una de las regiones con mayor extensión y a su vez más diversa en lo que respecta a climatología y orografía de Europa, lo que también incrementa su interés como área de estudio para el propósito que nos fijamos. La Cuenca española del Duero se compone de una meseta en su centro con una elevación media entre 600 y 900 msnm, rodeada en su inmensa mayoría por sistemas montañosos (Figura 3.2). Al noroeste aparecen los Montes de León, en su franja norte se encuentra la Cordillera Cantábrica, el Sistema Ibérico limita su territorio al este, mientras que el Sistema Central se encuentra en el sur. Estos sistemas montañosos llegan a alcanzar alturas de 2500 msnm. Sin embargo, las altitudes más bajas en el suroeste de la cuenca permiten la entrada a la meseta de masas de aire oceánicas.

Las distintas influencias oceánicas y continentales en cada zona de la cuenca determinadas en gran parte por la compleja orografía anteriormente comentada provocan la aparición de diversas condiciones climáticas dentro del área de estudio (*Caramelo y Manso-Orgaz*, 2007). Mientras que en las zonas montañosas las precipitaciones anuales pueden superar los 1000 mm, en las zonas del interior de la meseta se recogen en torno a 400 mm de precipitación al año de media (*Morán-Tejeda et al.*, 2011).

Las precipitaciones invernales se encuentran asociadas en gran medida a las ondulaciones de la corriente en chorro. Aunque las nevadas son más frecuentes en zonas de montaña, los mayores problemas se registran en la meseta donde se localizan las grandes ciudades y las principales vías de comunicación. La cota de nieve es muy variable en la zona de estudio, pudiendo llover incluso en las cimas de las montañas cuando predomina la masa de aire marítima tropical, o por el contrario nevar en todas las cotas cuando la región está bajo la influencia de masas de aire polares o árticas.

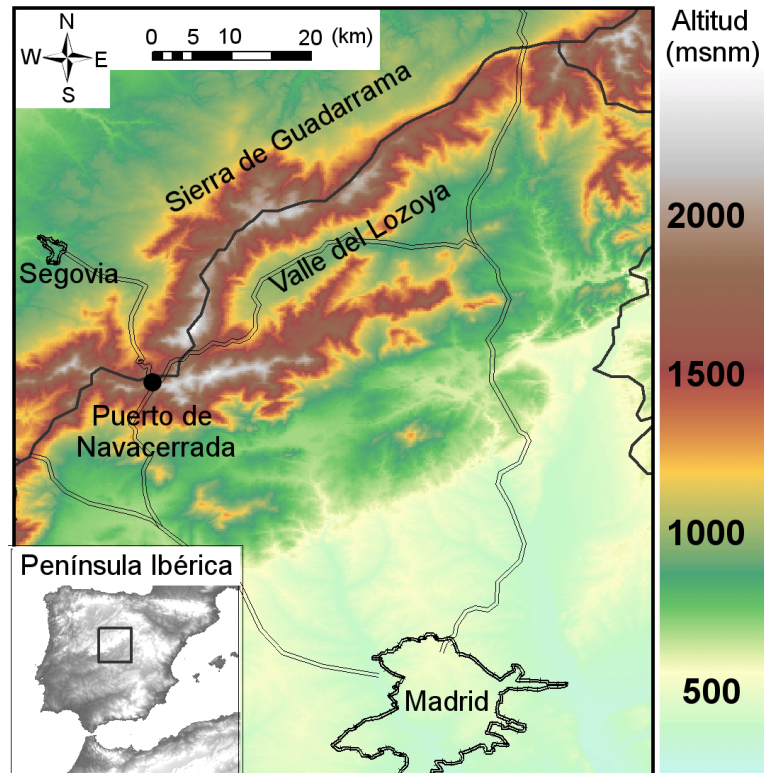


Figura 3.1: Orografía de la Sierra de Guadarrama.

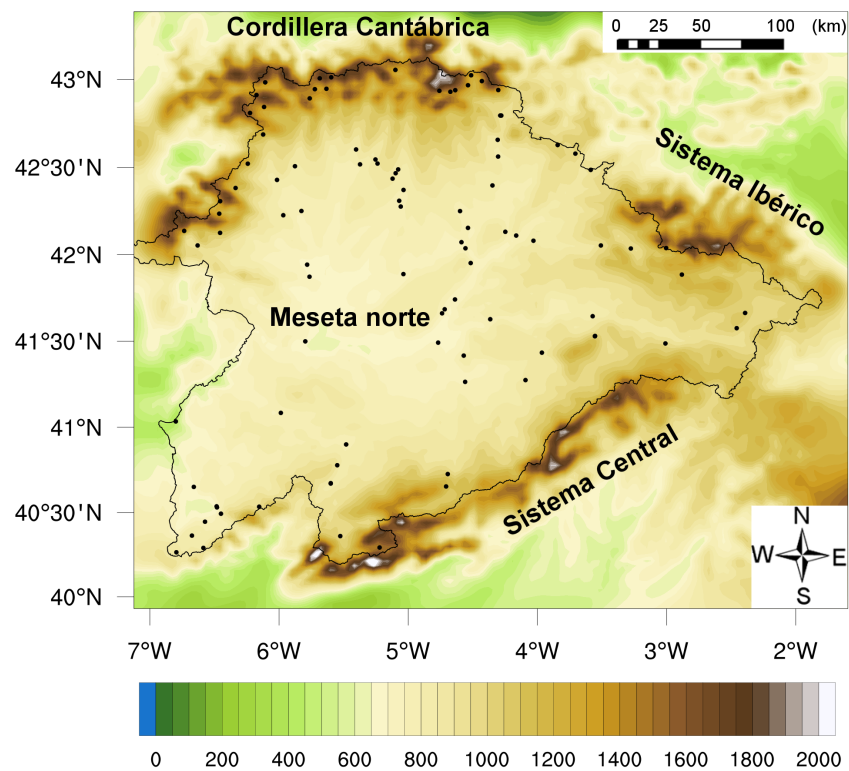


Figura 3.2: Orografía de la Cuenca del Duero.

3.3. Instrumentación

A lo largo de la presente tesis doctoral se han utilizado datos procedentes de la siguiente instrumentación:

3.3.1. *Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS)*

Dentro de la campaña de campo del Proyecto TecoAgua, se realizaron una serie de vuelos científicos para la toma de datos en sistemas nubosos capaces de producir precipitaciones durante el periodo invernal. Estos vuelos han sido llevados a cabo mediante la aeronave C-212-200, perteneciente al INTA, que llevaba instalado bajo su ala izquierda el equipo de microfísica de nubes CAPS (Figura 3.3). Esta sonda se compone de cuatro instrumentos concretos.

En primer lugar está la sonda denominada "Cloud Imaging Probe" (CIP). Se trata de un conjunto de emisores y receptores láser, que mide el tamaño de los hidrometeoros que atraviesan una banda de $930\text{ }\mu\text{m}$ de ancho. Esta banda se compone de 62 canales con una resolución de $25\text{ }\mu\text{m}$. Cuando el nivel de luz disminuye en un 70 %, el estado del diodo pasa a estar activado, detectándose que existe un hidrometeoro entre el emisor láser y el receptor. Esta sonda representa los hidrometeoros en una imagen 2D en una escala de grises, que proporciona información adicional sobre las propiedades ópticas de los hidrometeoros, pudiéndose inferir la identificación del estado de cada hidrometeoro. La sonda CIP es capaz de calcular el número de hidrometeoros que atraviesan cada canal, así como el diámetro medio volumétrico y el diámetro efectivo.

Posteriormente se encuentra la sonda "Cloud and Aerosol Spectrometer" (CAS) que es capaz de medir hidrometeoros presentes en las nubes así como aerosoles, en el rango $0.1\text{-}3\text{ }\mu\text{m}$. El tamaño de cada partícula se determina utilizando la teoría de dispersión de *Mie* y suponiendo partículas esféricas de índice de refracción conocido.

Además esta sonda dispone de una placa llamada "Hotwire LWC" que es capaz de calcular la concentración de agua líquida presente en las nubes, mediante la potencia eléctrica que hay que suministrar a la resistencia térmica para mantener una temperatura constante, teniendo en cuenta que al depositarse gotas de la nube la potencia a suministrar es mayor para compensar el calor latente de evaporación necesario para evaporar la gota.

La CAPS también dispone de un GPS para conocer en todo momento la altitud, latitud y longitud a la que se encuentra la sonda cuando es transportada en el avión. Por último, la CAPS lleva incorporados sensores de temperatura y humedad, así como un tubo *Pitot* que mide la velocidad del aire.

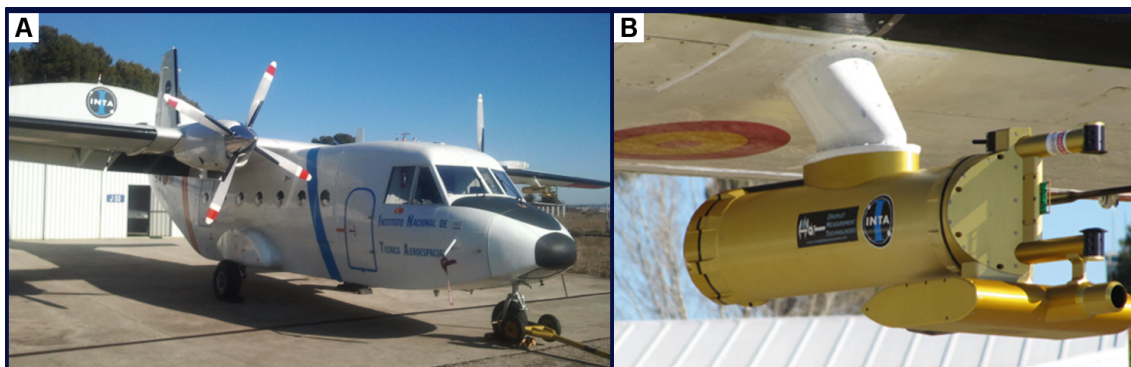


Figura 3.3: Fotografías de la aeronave C-212-200 (imagen de la izquierda, A) y de la sonda CAPS ya instalada bajo el ala izquierda de la aeronave (B).

Según lo señalado en el trabajo realizado por *Baumgardner et al.* (2011), la sonda CAPS es idónea para la medición de las variables microfísicas en el interior de las nubes, por lo que se decide instalar esta instrumentación en la aeronave utilizada en este proyecto. Esta sonda es capaz de medir la concentración de hidrometeoros (distinguiendo su estado), aerosoles y LWC, temperatura, humedad y densidad de vapor, entre otras variables.

La sonda CAPS representa una mejora importante con respecto a las técnicas de medición anteriores, ya que mediante el uso de un solo instrumento hace posible la medida de partículas en un intervalo de tamaño para el que anteriormente se requerían al menos tres instrumentos. Los componentes ópticos mejorados y la electrónica con tecnología de última generación han mejorado considerablemente el límite de medición de instrumentos anteriores, además de añadir nuevas funcionalidades que antes no estaban disponibles.

3.3.2. Cámara de nubes

Se trata de un instrumento que mide la concentración de IN activos a una temperatura determinada. Durante las campañas de campo este instrumento se instaló a nivel del suelo en las inmediaciones del embalse de Pinilla, localizado en el Valle del Lozoya. El interior de la cámara de nubes presenta un tanque cilíndrico con un volumen de 11 L. Este instrumento dispone de un refrigerador con un termostato incorporado que permite seleccionar la temperatura de trabajo deseada a la que se desarrollarán los procesos de nucleación. En este caso se seleccionó una temperatura de -23°C debido a la baja concentración de IN medidos en anteriores campañas llevadas a cabo en el interior de la península ibérica (*Castro et al.*, 1998).

Este instrumento no es capaz de tomar medidas continuas, recogiendo valores puntua-

les en el momento en el que se realiza la medición. Para corregir en parte este apartado se pueden tomar varias medidas en un mismo día para evaluar los cambios con la entrada de una masa de aire con distintas propiedades o tras un episodio de precipitación, por ejemplo.

La metodología para la obtención de las medidas es la siguiente. En primer lugar se abre la cubierta para permitir la ventilación del tanque. Se deja abierto durante una hora para que el volumen del tanque adquiera las propiedades de la atmósfera circundante. Posteriormente, se cierra el tanque y se activa el refrigerador. Cuando se alcanza la temperatura prefijada, en este caso -23°C , se introduce una bombilla rodeada de una gasa húmeda durante 1 minuto y 45 segundos. El objetivo es alcanzar la saturación con respecto al agua líquida ya que la gasa al calentarse con el calor de la bombilla desprende vapor de agua. De forma previa se debe colocar una bandeja recubierta de una solución de glicerina, azúcar y agua destilada que permite que los cristales de hielo se fijen sobre la misma sin sufrir alteraciones. Finalmente se espera a que se formen cristales de hielo y se depositen sobre la disolución de azúcar y glicerina, donde se llevará a cabo el cálculo de la concentración de IN, estimando que cada cristal de hielo se ha formado a partir de un IN.

Estas medidas se realizaban de forma diaria durante las campañas de campo, repitiéndose una segunda medida durante los episodios más interesantes. En la Figura 3.4 se muestra la cámara de nubes y una muestra de la bandeja en la que se depositan los cristales de hielo formados.

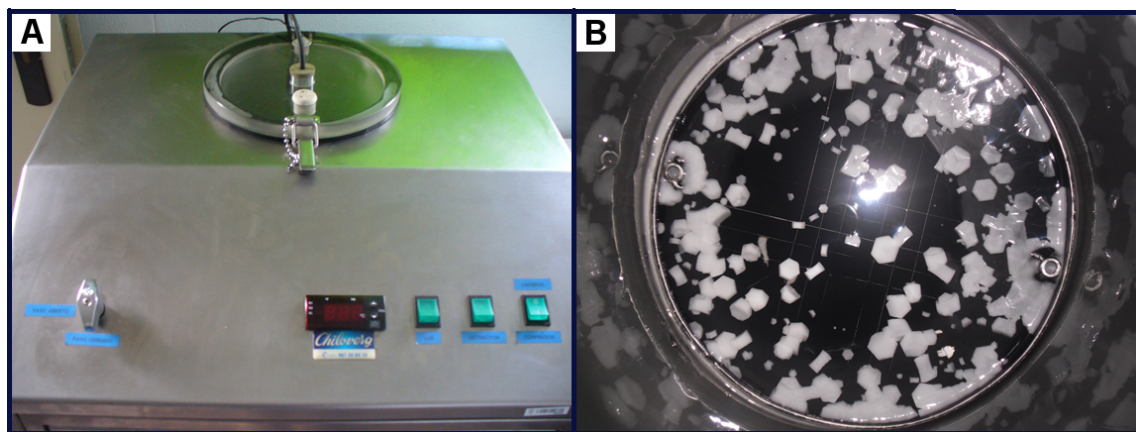


Figura 3.4: En la imagen de la izquierda (A) se puede visualizar la parte superior de la cámara de nubes. En la fotografía de la derecha (B) se puede observar una muestra de la medida de IN a partir de los cristales de hielo formados.

3.3.3. Sensor de tiempo presente VPF-730

Este instrumento realiza la medida de la visibilidad, calculando el *Meteorological Optical Range* (km). Identifica fenómenos que obstruyen la visión como la neblina o la niebla. También mide la temperatura en superficie. A mayores, registra la intensidad de precipitación así como la precipitación acumulada, permitiendo la determinación del tipo de precipitación registrada diferenciando entre nieve, lluvia, llovizna y granizo. En la Figura 3.5 se puede observar este instrumento en su emplazamiento durante el proyecto Teco-Agua, junto a la tabla que emplea para discriminar entre los distintos tipos de precipitación que es capaz de distinguir.

3.3.4. Micro Rain Radar 2

El funcionamiento de un radar meteorológico consiste en la emisión de ondas electromagnéticas. Cuando una onda intercepta partículas de la nube parte de la radiación es reflejada (ecos del radar) y captada por el receptor instalado en el radar. En función del tiempo transcurrido y la dirección de la que precede la señal recibida, se calcula la posición de la partícula. Según la intensidad de la señal recibida se puede inferir el tamaño y la fase en la que se encuentra el hidrometeoro. Debido a su mayor densidad, la reflectividad de las gotas es generalmente superior a la de los cristales de hielo. Sin embargo, cuando un copo de nieve cae y se encuentra a temperaturas positivas se puede recubrir de una fina capa de agua. Este hecho lo interpreta el radar como una gran gota de agua, dando lugar a reflectividades muy altas ya que el agua líquida que rodea al copo de nieve durante el proceso de fusión presenta una constante dieléctrica mayor que la característica para la nieve seca. Cuando el copo de nieve se fusiona por completo se incrementa drásticamente su velocidad de caída y se produce un descenso del tamaño de la partícula, por lo que la reflectividad medida por el radar desciende bruscamente desapareciendo el fenómeno de la banda brillante. Este efecto se conoce como banda brillante, ya que el radar muestra una banda prácticamente horizontal en alturas ligeramente inferiores a la isoterma de 0°C. En la banda brillante se pueden alcanzar reflectividades entre 6 y 15 dBZ superiores a las reflectividades provocadas por la misma intensidad de lluvia (Zawadzki *et al.*, 2005).

Durante los últimos años se están desarrollando tecnologías dirigidas a utilizar la información suministrada por la polarización de las ondas reflejadas con el objetivo de distinguir de forma más precisa la forma de la partícula causante del eco. Siguiendo la teoría, las gotas esféricas reflejan ondas polarizadas tanto vertical como horizontalmente. Sin embargo, como los cristales de hielo suelen presentar un plano liso, reflejan con más intensidad las ondas polarizadas horizontalmente. Debido a la velocidad de caída de las gotas de lluvia, existe una desviación de frecuencia entre la señal transmitida y la recibida por la antena (frecuencia Doppler), lo que se puede utilizar para estimar la velocidad de

caída de las gotas de lluvia. Ya que gotas con diámetros diferentes tienen diferentes velocidades de caída, la señal retrodispersada que se compone de una distribución de diferentes frecuencias Doppler puede ser utilizada para calcular el tamaño de las partículas.

En este caso, el radar utilizado opera con radiación electromagnética a una frecuencia de 24.23 GHz, con una modulación de 0.5–15 MHz. Mide perfil de la distribución de tamaños de las gotas de lluvia y, derivado de esto, calcula la intensidad de precipitación, contenido de agua líquida, velocidad de caída de hidrometeoros y reflectividad. Obtiene asimismo el perfil vertical de la atmósfera en 31 puntos (resolución en altura regulable entre 10–1000 m), con una resolución temporal regulable entre 10–3600 s. En la Figura 3.6 se muestra una fotografía del Micro Rain Radar 2 utilizado durante el proyecto Teco-Agua, en su localización en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada, así como una muestra de la representación de un perfil vertical de LWC obtenido por este instrumento.

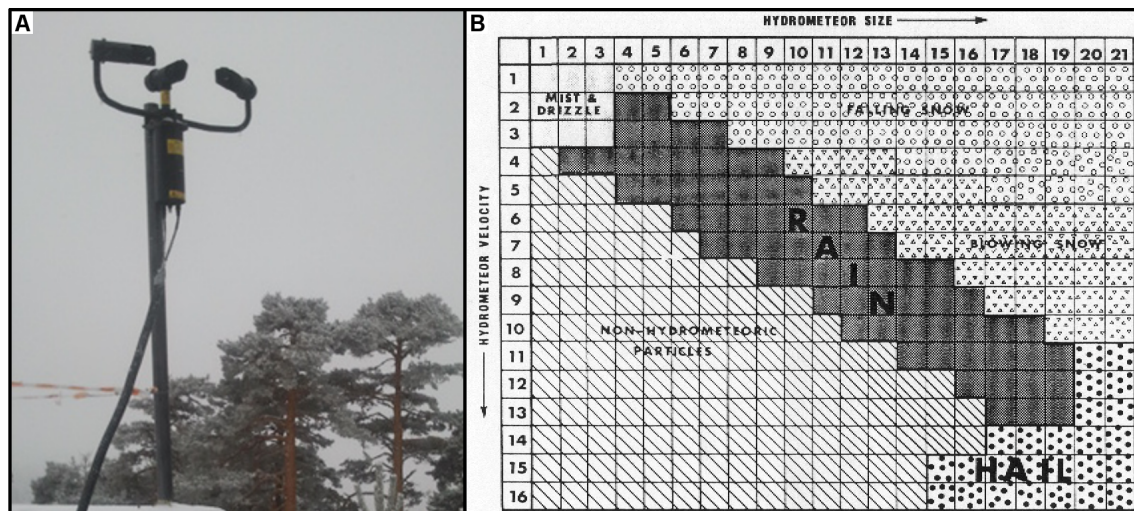


Figura 3.5: Sensor de tiempo presente VPF-730 instalado en Los Cogorros (A). Tabla usada por el sensor de tiempo presente para discriminar el tipo de precipitación (B).

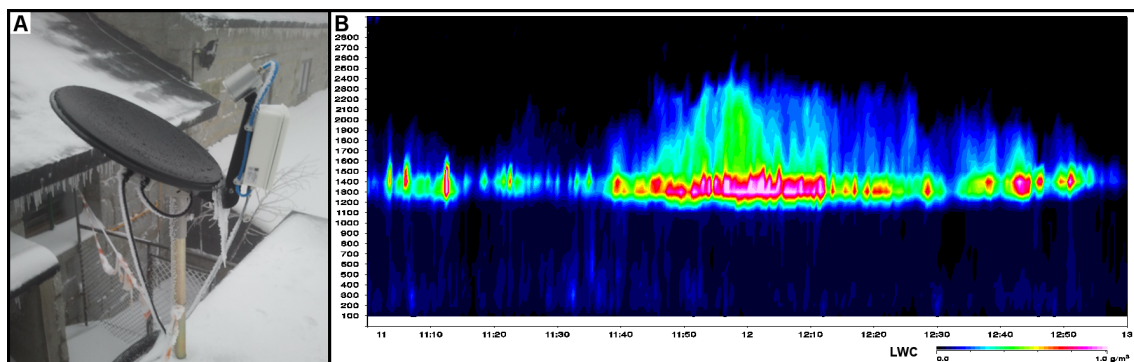


Figura 3.6: Fotografía del Micro Rain Radar 2 (A). Muestra de un perfil vertical de LWC tomado por este instrumento (B).

3.3.5. Radiómetro de microondas MP-3000A

Se trata de un instrumento de medición pasiva (no emite radiación). Usa 35 canales de observación: 21 en la banda K (22–30 GHz) y 14 en la banda V (51–59 GHz). Mide perfiles verticales de temperatura, humedad, densidad de vapor y contenido de agua líquida. En superficie registra la presión, humedad relativa y temperatura. Tradicionalmente, la medición de perfiles verticales se venía realizando con radiosondeos. Sin embargo, los radiómetros de microondas presentan una enorme ventaja debido a que ofrecen una medición en continuo con una resolución temporal elevada. En concreto el MP-3000A posee una resolución temporal de 2:30 minutos.

Aunque el precio de un radiómetro de microondas es elevado, su bajo coste de operación lo compensa a la larga frente a los radiosondeos tradicionales. La precisión del MP-3000A en la Sierra de Guadarrama ha sido contrastada con los perfiles del radiosondeo del aeropuerto de Madrid-Barajas con buenos resultados, demostrando la precisión de este instrumento (Sánchez *et al.*, 2013).

El MP-3000A es capaz de medir la radiación emitida por las moléculas de oxígeno y vapor de agua presentes en la atmósfera. La intensidad de esta radiación se puede relacionar con variables como la temperatura, el vapor de agua, el LWC, cantidad de agua líquida integrada en la troposfera (*Liquid Water Path*, LWP) y cantidad de vapor de agua integrada (*Integrated Water Vapor*, IWV). Una descripción más detallada del funcionamiento del radiómetro se puede encontrar en Hewison (2007). Este radiómetro de microondas multi-canal se encontraba instalado durante las campañas de campo dentro de las instalaciones militares de Los Cogorros, muy cerca del Puerto de Navacerrada (Figura 3.7). Los datos utilizados son los obtenidos sobre la posición cenital.

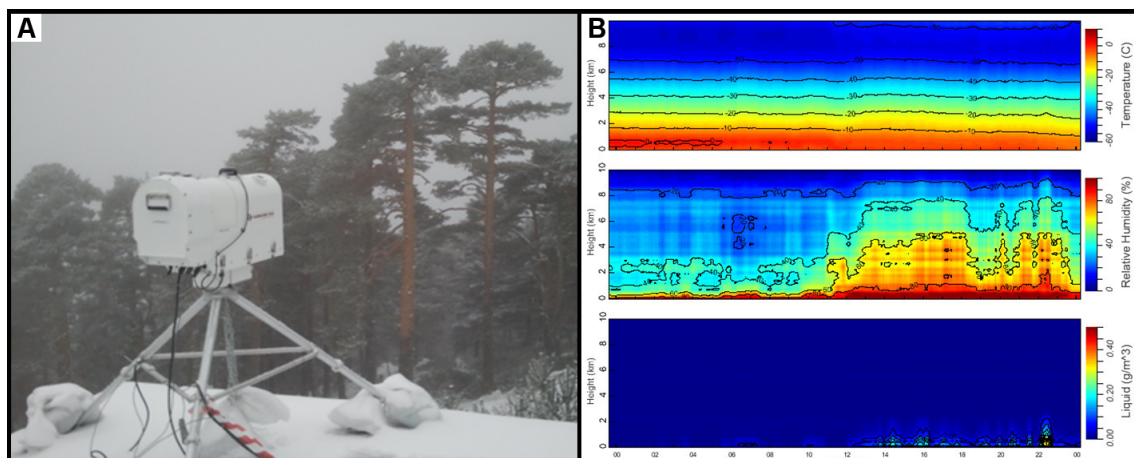


Figura 3.7: Fotografía del radiómetro de microondas instalado en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada durante el proyecto TecoAgua (A). Muestra de los perfiles verticales de temperatura, humedad relativa y LWC medidos por el radiómetro (B).

3.3.6. Satélite METEOSAT

Se trata de un instrumento de medición pasiva que capta la radiación electromagnética emitida y/o reflejada por las nubes y la superficie terrestre. Es un satélite geoestacionario, es decir, se desplaza con la misma velocidad angular que la Tierra, por lo que siempre se encuentra en la misma posición con respecto a nuestro planeta, a unos 35786 km de altitud sobre la intersección del meridiano de Greenwich con el Ecuador (es decir, está posicionado a 0° latitud norte, 0° longitud este. Esto posibilita la toma continuada de imágenes satelitales sobre el área de estudio.

En esta tesis se han utilizado imágenes con una resolución temporal de 15 minutos para cada uno de los 12 canales espectrales del MSG, que se encuentra operativo desde el año 2004. Presenta 6 canales en el infrarrojo (3.9, 8.7, 9.7, 10.8, 12 y 13.4 μm), con 1 adicional en el infrarrojo cercano (1.6 μm), 2 en la banda de absorción del vapor de agua (6.2 y 7.3 μm), 2 en el visible (0.6 y 0.8 μm) y uno visible de alta resolución que capta radiación electromagnética en el intervalo 0.4–1.1 μm . La resolución espacial de las imágenes tomadas por el MSG es de 3 km en todos los canales, salvo en el canal visible de alta resolución en el que se logra una resolución de 1 km en el nadir. Además, mediante el software PRAPRO existe la posibilidad de elaborar composiciones de los distintos canales, lo cual resulta muy útil por ejemplo para visualizar las características microfísicas de la nubosidad.

Los datos numéricos extraídos a partir de complejos algoritmos permiten estimar variables meteorológicas tales como la temperatura superficial tanto de la tierra como del mar, temperatura del techo de las nubes, precipitaciones, estado de la vegetación y cultivos, etc.

Además, es posible combinar las imágenes captadas por los distintos canales del MSG obteniendo composiciones a partir de realces RGB (Red–Green–Blue), posibilitando la visualización de las características de determinados fenómenos meteorológicos como tormentas convectivas, nieblas, tormentas de arena, cenizas volcánicas, distintas propiedades de las masas de aire, composición de las nubes, etc. En lo conectado con el desarrollo de la presente tesis doctoral cabe remarcar que las imágenes satelitales posibilitan el estudio de las características microfísicas de la nubosidad, pudiendo llegar a inferir elementos clave como la temperatura del techo de la nube así como el tamaño y fase en la que se encuentran los hidrometeoros. Un ejemplo de imágenes desarrolladas con esta metodología se muestra en la Figura 3.8, que forma parte de un póster que fue enviado al congreso de la European Geosciences Union (EGU) en su edición del 2014.

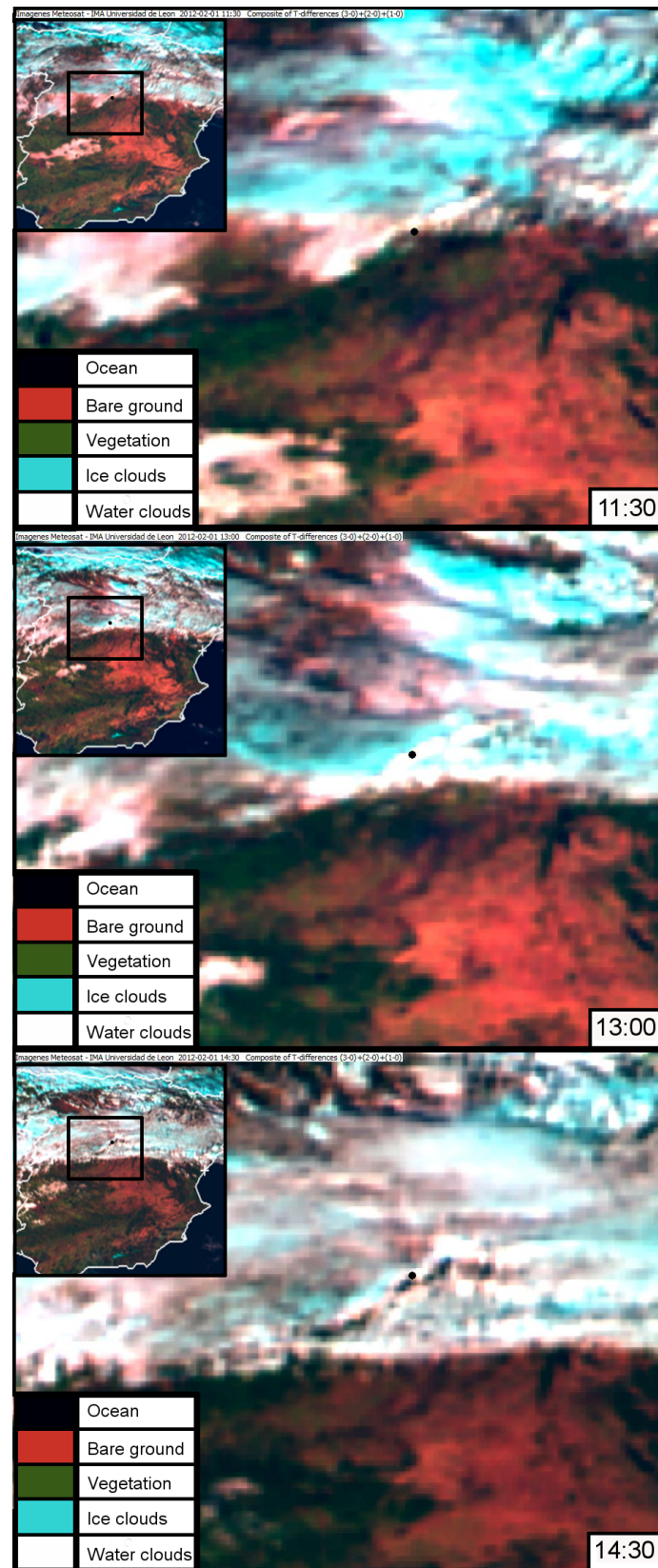


Figura 3.8: Composición de colores RGB realizada a partir de tres canales distintos del MSG que permite distinguir entre la fase en la que se encuentran los hidrometeoros del techo nuboso.

3.4. Modelización

Los modelos numéricos de predicción meteorológica son una herramienta fundamental para el estudio, análisis, simulación y predicción de los fenómenos meteorológicos que se desarrollan en la atmósfera terrestre. Estos modelos se basan en la aplicación de ecuaciones de termodinámica y dinámica de fluidos sobre las condiciones iniciales de temperatura, humedad, presión, velocidad y dirección del viento, etc, que son introducidas en la asimilación de datos, obteniendo como resultado los valores de ciertas variables meteorológicas en un momento de tiempo concreto. Las ecuaciones utilizadas en los modelos numéricos son no lineales siendo imposible resolverlas con exactitud, por lo que los modelos tan solo pueden obtener soluciones aproximadas. La asimilación de los datos introducidos al modelo procede de radiosondeos, satélites meteorológicos y observaciones en superficie principalmente.

En general, los modelos numéricos se estructuran en torno a ecuaciones que se refieren a la:

- **Dinámica:** Conjunto de ecuaciones que describen el movimiento del aire. Se compone de las ecuaciones de movimiento, pudiendo incluir también el tratamiento de la mezcla por turbulencia.
- **Termodinámica:** Paquete de ecuaciones que calculan el estado termodinámico y la conservación de energía en la atmósfera.
- **Microfísica:** Ecuaciones introducidas en el modelo para la descripción de los procesos microfísicos que tienen lugar en las nubes y que desencadenan la generación, crecimiento y disipación de los hidrometeoros. Se componen fundamentalmente de las ecuaciones de conservación del agua en sus distintas fases.

Un modelo numérico de predicción meteorológica debe contener de forma detallada todos los procesos microfísicos que ocurren en la atmósfera representados por precisas ecuaciones diferenciales y que, además, se encuentren acopladas a las ecuaciones termodinámicas y dinámicas.

Los modelos más complejos incluyen además los efectos de la radiación solar e infrarroja en la nube.

Las ecuaciones introducidas en el modelo son resueltas para cada punto de la malla de los dominios seleccionados. Actualmente, los modelos numéricos son bastante precisos hasta 48 horas después del inicio de la simulación, disminuyendo progresivamente su fiabilidad al aumentar el horizonte de predicción.

En función del dominio espacial sobre el que se aplican los modelos, los modelos numéricos de predicción meteorológica se pueden dividir en:

– **Modelos globales:** Estos modelos abarcan grandes superficies, pudiendo llegar a realizar simulaciones para la totalidad de la atmósfera terrestre. Resoluciones horizontales típicas de estos modelos son del orden de 16 km, como es el caso del modelo global del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo (ECMWF). Otro de los modelos globales más conocidos es el Global Forecasting System (GFS) que cubre la totalidad del globo terráqueo con una distancia de 28 km entre cada punto de la malla.

Estos modelos se suelen utilizar para predicciones a medio y largo plazo, y son válidos para prever la evolución de los principales centros de acción a escala sinóptica. Sin embargo, presentan deficiencias a escala local al no representar de forma suficientemente precisa la orografía del terreno.

– **Modelos mesoscales:** Se trata de modelos regionales, cuyo dominio se focaliza sobre una determinada región. Presentan una mayor resolución tanto temporal como espacial, pudiendo alcanzarse resoluciones horizontales de incluso 1 km. Su elevada resolución exige un alto coste computacional, lo que hace inviable su aplicación sobre grandes superficies.

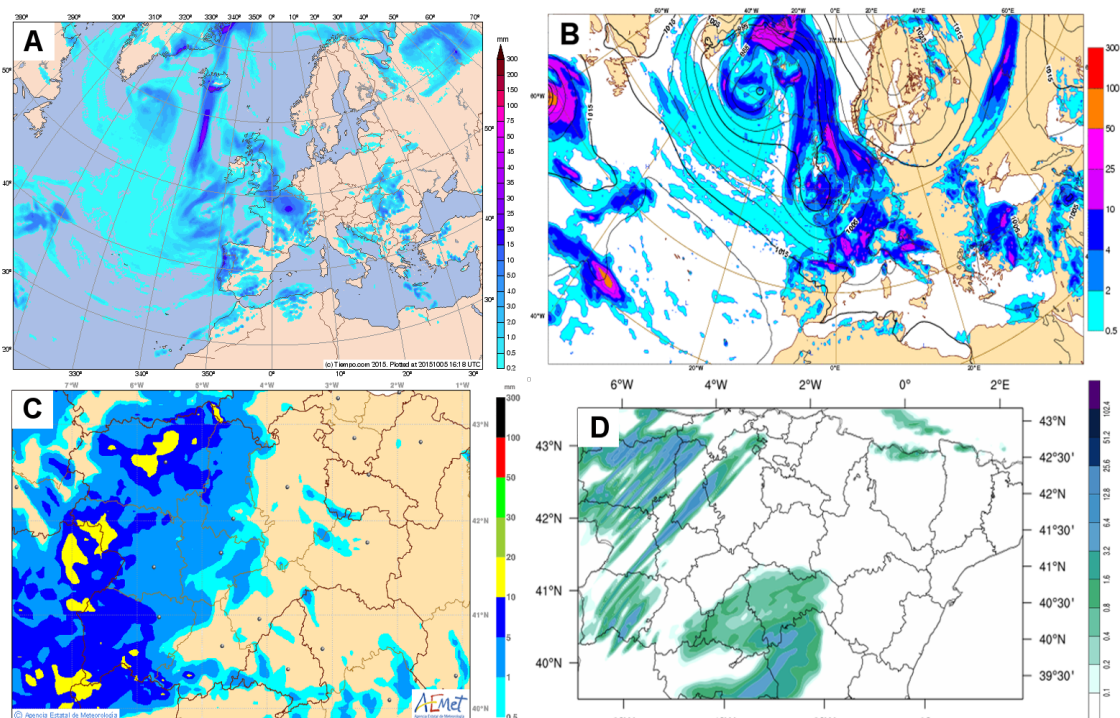


Figura 3.9: Salidas del campo de precipitación de los siguientes modelos meteorológicos: A, modelo GFS; B, modelo ECMWF; C, modelo HIRLAM con resolución de 0.05°; D, modelo WRF con resolución de 3 km.

Los modelos numéricos solo pueden simular los procesos atmosféricos cuyo tamaño sea mayor que la resolución horizontal de la malla utilizada. Por esto, los modelos mesoescalares son mucho más precisos en la predicción de fenómenos meteorológicos locales como los influenciados por la orografía, convección local, etc.

Por ejemplo, el modelo HIRLAM utilizado por AEMET presenta una resolución de hasta 0.05° . El modelo WRF utilizado en esta tesis permite utilizar dominios anidados que posibilitan alcanzar resoluciones horizontales elevadas, como las utilizadas en el apartado de resultados de esta tesis (3 y 1 km). En la Figura 3.9 se muestra la precipitación estimada por algunos de estos modelos a modo de ejemplo.

A continuación se va a describir el modelo numérico mesoescalar utilizado en esta tesis.

3.4.1. *Weather Research and Forecasting model (WRF)*

El WRF es un modelo mesoescalar o de área limitada. Cuenta con dos núcleos dinámicos (o computacionales): el sistema de asimilación de datos, y una arquitectura de software que facilita la computación paralela y extensibilidad del sistema. El modelo WRF ofrece la posibilidad de desarrollar una predicción operativa en una plataforma flexible y computacionalmente eficiente, al tiempo que proporciona avances en la física, métodos numéricos y la asimilación de datos aportados por los investigadores que lo desarrollan.

Este modelo permite introducir una elevada resolución tanto temporal como espacial, unido a una fiel representación de la topografía del terreno. Este hecho permite la obtención de predicciones meteorológicas locales con mayor precisión que mediante un modelo global. Una descripción más amplia del modelo se halla en *Skamarock et al. (2008)*. Las principales características y ventajas del modelo WRF son las siguientes:

- Su código es totalmente libre, lo que facilita su uso a centros de investigación. Se encuentra perfectamente documentado por el *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* y es accesible a través de la página web de este organismo.
- Posibilidad de anidamiento unidireccional y bidireccional, pudiendo crear múltiples dominios anidados, adaptados a distantes escalas y pudiendo lograr altas resoluciones. También posibilita anidamientos móviles.
- Incorpora las más completas y actuales parametrizaciones de radiación, dinámica y termodinámica atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, turbulencia y convección.
- Utiliza dinámica no hidrostática, lo que permite simular fenómenos meteorológicos

que se desarrollan a pequeña escala.

- Capacidad de inicialización a partir de una asimilación automática de datos observacionales así como distintas fuentes de análisis atmosféricos o incluso condiciones idealizadas. Esto hace que sea uno de los modelos más utilizados tanto en investigación como en predicción operativa.

- El modelo WRF se puede correr de forma paralela en múltiples procesadores, optimizando el tiempo que tarda en obtenerse la simulación.

- La discretización vertical se establece en niveles sigma (σ).

El Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de León realiza de forma operativa predicciones meteorológicas con el modelo WRF, que son llevadas a cabo en colaboración con la Fundación del Centro de Supercomputación de Castilla y León (FCSC). Además, también se utiliza este modelo para realizar las simulaciones de los casos de estudio que se desean investigar. Durante esta tesis doctoral se ha utilizado la versión 3.5.1 del WRF.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Esta sección se compone de los cuatro artículos incluidos en esta memoria de tesis doctoral.

El primero de ellos fue publicado en febrero de 2014 en la revista *The Scientific World Journal* con el título "*Weather Features Associated with Aircraft Icing Conditions: A Case Study*". Se trata del análisis de un caso de estudio de engelamiento que sufrió el avión que se utilizaba para la toma de datos en sistemas nubosos invernales durante la campaña de campo del proyecto TecoAgua. En este artículo se analizan los datos observacionales y se realizó una simulación con el modelo WRF para comprobar si estos episodios son reproducibles con modelos mesoescalares. Los resultados fueron satisfactorios, ya que el modelo reprodujo fielmente las condiciones meteorológicas observadas por la instrumentación del proyecto durante ese día en la Sierra de Guadarrama.

Posteriormente, la investigación se centra en el análisis de un episodio de precipitación engelante registrado en las inmediaciones del Puerto de Navacerrada. Este artículo se titula "*Observation of a freezing drizzle episode: A case study*", que fue publicado en noviembre de 2014 en la revista internacional *Atmospheric Research*. En esta investigación se analiza el episodio de precipitación engelante mediante los datos recogidos por un radiómetro de microondas, un micro radar y una cámara de nubes instalados en las inmediaciones de donde tuvo lugar el evento. Adicionalmente, se han analizado imágenes y datos registrados por el satélite MSG, así como los informes sinópticos en superficie (SYNOP) tomados por el personal del Observatorio de AEMET localizado en el Puerto de Navacerrada.

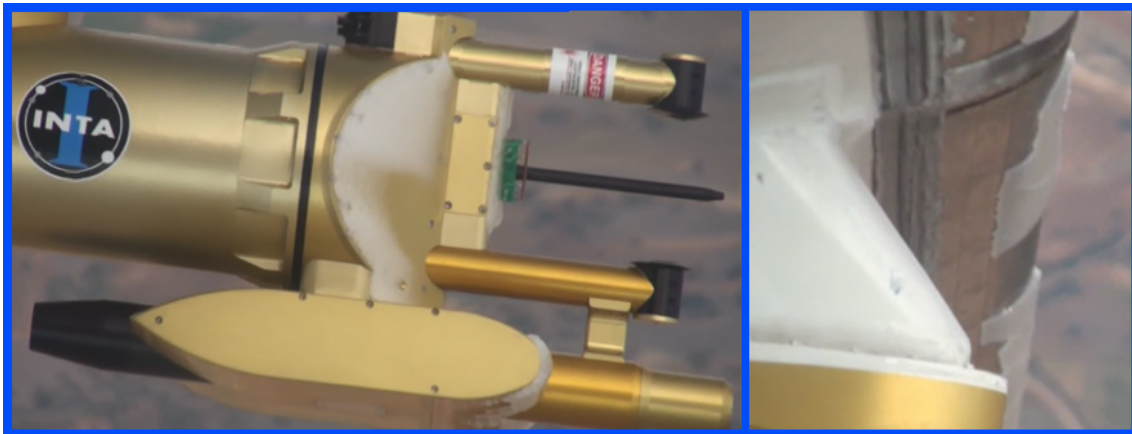
Completando el apartado anterior, en el tercer artículo se describe la modelización del mismo caso de estudio del segundo artículo mediante el modelo WRF. Denominado "*Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event*", este artículo fue publicado en la revista científica internacional *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. La modelización del episodio permitió determinar los factores tanto a escala sinóptica como a mesoescala responsables de la caída de precipitación engelante en la zona de estudio. Además, se pudo comprobar como de forma previa y posterior a este episodio, la existencia de nubosidad en niveles medios impidió la caída de precipitación engelante en superficie debido

al mecanismo conocido como *seeder-feeder*, provocando que se registrasen nevadas en superficie. El conocimiento adquirido durante esta investigación permitió el desarrollo de herramientas para la estimación de precipitación engelante y engelamiento atmosférico mediante el modelo WRF.

Finalmente, el cuarto artículo se centra en el análisis de episodios de nevadas en la cuenca del Duero. Su título es "*Numerical simulations of snowfall events: Sensitivity analysis of physical parameterizations*". Este artículo ha sido aceptado el 19 de septiembre de 2015 para su publicación en la revista *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. En esta investigación se ha analizado en profundidad tanto la precipitación acumulada como la presencia o ausencia de nevadas en diversas localidades. La metodología empleada se basa en *ensembles* desarrollados a partir de la combinación de distintas parametrizaciones microfísicas y de capa límite del modelo WRF. Esto nos permite contar con información probabilística sobre la ocurrencia o no de una nevada que supere un cierto umbral, y además contaremos con una medida de la incertidumbre de las estimaciones.

4.1. WEATHER FEATURES ASSOCIATED WITH AIRCRAFT ICING CONDITIONS: A CASE STUDY

Fernández-González, S., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Weather features associated with aircraft icing conditions: A case study (2014a), *The Scientific World Journal*, 2014, Article ID 279063, 1-18, doi:10.1155/2014/279063.



RESUMEN

Dentro del contexto de los riesgos meteorológicos en la navegación aérea, el estudio del engelamiento en aviones es muy importante debido a los numerosos accidentes atribuidos a esta causa durante las últimas décadas. El 1 de febrero de 2012, una inusual situación meteorológica causó engelamiento severo a la aeronave C-212-200, una plataforma aérea utilizada durante el invierno 2011-2012 para estudiar los sistemas nubosos invernales en la Sierra de Guadarrama (situada en el centro de la península ibérica).

Las observaciones de este caso de estudio fueron complementadas con un radiómetro de microondas (MP-3000A), que obtuvo perfiles verticales de temperatura y humedad de forma continua con una resolución temporal de 2.5 minutos. Bajo el ala izquierda de la aeronave se instaló la sonda CAPS, que fue usada para analizar los hidrometeoros presentes en la nubosidad. Finalmente, mediante una cámara de nubes se logró estimar la concentración de IN existente en la zona de estudio. Las condiciones meteorológicas mesoscales y a escala sinóptica han sido analizadas con el modelo WRF.

Se ha demostrado que la orografía influenció en la generación de una mesobaja y ondas de montaña a sotavento de la barrera orográfica, en la región donde el avión sufrió el engelamiento. Otros factores como la humedad, la dirección del viento, temperatura, estabilidad atmosférica y vorticidad resultaron decisivos para la aparición de engelamiento en el avión. Este estudio indica que las condiciones de engelamiento pueden aparecer localmente, incluso cuando la situación sinóptica no indica riesgo.

Research Article

Weather Features Associated with Aircraft Icing Conditions: A Case Study

Sergio Fernández-González, José Luis Sánchez, Estíbaliz Gascón, Laura López, Eduardo García-Ortega, and Andrés Merino

Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, 24071 León, Spain

Correspondence should be addressed to José Luis Sánchez; jl.sanchez@unileon.es

Received 2 October 2013; Accepted 26 December 2013; Published 20 February 2014

Academic Editors: S. Ghosh and Q. Wang

Copyright © 2014 Sergio Fernández-González et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

In the context of aviation weather hazards, the study of aircraft icing is very important because of several accidents attributed to it over recent decades. On February 1, 2012, an unusual meteorological situation caused severe icing of a C-212-200, an aircraft used during winter 2011-2012 to study winter cloud systems in the Guadarrama Mountains of the central Iberian Peninsula. Observations in this case were from a MP-3000A microwave radiometric profiler, which acquired atmospheric temperature and humidity profiles continuously every 2.5 minutes. A Cloud Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS) was also used to study cloud hydrometeors. Finally, ice nuclei concentration was measured in an isothermal cloud chamber, with the goal of calculating concentrations in the study area. Synoptic and mesoscale meteorological conditions were analysed using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. It was demonstrated that topography influenced generation of a mesoscale and gravity waves on the lee side of the orographic barrier, in the region where the aircraft experienced icing. Other factors such as moisture, wind direction, temperature, atmospheric stability, and wind shear were decisive in the appearance of icing. This study indicates that icing conditions may arise locally, even when the synoptic situation does not indicate any risk.

1. Introduction

The main consequences of aircraft icing are unusual loss of lift, such as a reduction in the rate of rise, an increase of friction, or rapid ice accumulation on windows, wings, or measurement instruments on the aircraft [1]. The analysis of aircraft icing is very important because of the numerous air crashes it has caused over recent decades [2].

Supercooled large drops (SLD) are drops of size greater than $50\text{ }\mu\text{m}$ in a liquid state at temperatures below 0°C and constitute the principal source of aircraft icing. This is because such drops can freeze on aircraft structures that are unprotected or inadequately protected by anti-icing systems [3].

There are two possible mechanisms of SLD formation. The first is when frozen hydrometeors melt upon transiting regions with temperatures above freezing (often called “warm noses”) and reenter regions of subfreezing temperatures (resupercooling). The second mechanism is when liquid

droplets form through a condensation process and grow into SLD by collision-coalescence processes, a cycle in which temperatures are less than 0°C [4, 5]. The first mechanism is often associated with warm frontal passage [6]. However, Strapp et al. [7] pointed out that approximately 75% of freezing precipitation events are a result of the second mechanism.

High humidity and updrafts are essential for the growth of supercooled water droplets, although there are other factors involved [8]. For efficient production of SLD by collision-coalescence processes, a mixing process is necessary [9]. Korolev and Isaac [10] claim that isobaric mixing produced by vertical air currents, which can produce supersaturation, may accelerate droplet growth to form SLD. This mechanism is favoured by an inversion layer near cloud top. Wind shear is another factor favouring SLD development because it induces mixing, which accelerates droplet growth and reduces the total number of drops [11].

At temperatures around -10°C , efficiency of the nucleation process is very low, because of weak activity of freezing

nuclei at those temperatures [12]. Thus, this mechanism is not pronounced in clouds with tops at temperatures above -15°C . Rauber and Grant [13] indicated that supercooled liquid water (SLW) layers are common in orographic cloud systems with cloud tops at temperatures as low as -31°C . The cause of this phenomenon can be explained by imbalances between liquid water content (LWC) input by condensation and the nucleation rate, which is very slow [14]. To this it must be added that the freezing nuclei concentration is several orders of magnitude lower than that of condensation nuclei [15].

The average glaciation time in stratiform clouds is around 10 minutes [16]. Therefore, if the hydrometeor residence time is much smaller than the characteristic glaciation time, it is expected that virtually all hydrometeors will remain in the liquid phase. This is explained by Korolev and Isaac [10], who posit that SLD formed in updrafts have an average life of a few tenths of a second.

The processes discussed above are modified by terrain, making it necessary to perform a comprehensive mesoscale analysis. The importance of atmospheric flow modification caused by mountains depends on several parameters, such as mountain height and shape, atmospheric stability, wind speed and direction [17]. On the lee side of mountains, an area of weaker wind or eddy shedding can appear [18], and mountain waves can form [19]. Various works [20, 21] have shown the formation of mesolows on the lee side of several mountain ranges of the Iberian Peninsula, a result of a windflow perpendicular to the orographic barrier.

Reinking et al. [22] indicated that prefrontal flow is forced to ascend when it passes over an orographic barrier. Orographic lifting produces regions of LWC accumulation on the windward slope. After passing the orographic barrier, air descends abruptly and generates a cloudless area because of the Föhn effect. Subsequently, the flow rises suddenly, generating the characteristic gravity waves. Gravity waves form regions of short-lived but considerable amounts of LWC [23].

Numerical weather forecasting models are unable to forecast the concentration of SLD accurately, because commonly used parameterizations generally overestimate the amount of frozen water content and underestimate the concentration of supercooled liquid water [24].

Consequently, field campaigns using research aircraft to measure *in situ* supercooled liquid water and frozen water content are very important to improve the accuracy of numerical models. The vast majority of such field projects have been carried out in the USA and Canada [1, 25, 26], with some exceptions, as in Germany [27].

Under the TECOAGUA project, a series of flight plans has been designed to collect scientific data from in-cloud systems capable of producing rainfall during winter. These flights were executed by a C-212-200 aircraft, belonging to the National Institute for Aerospace Technology (INTA). One goal of this project was to fly in an icing environment to understand icing conditions that are not infrequent near Madrid-Barajas airport.

As noted by Baumgardner et al. [28], the Cloud Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS) is suitable for measuring microphysical variables within clouds, so it was decided to install this instrument on the project aircraft

with the aim of measuring SLD concentration. This probe is capable of measuring hydrometeor concentration and size (and distinguishing their phase), aerosols, LWC, temperature, relative humidity (RH), and vapour density, among other variables.

On February 1, 2012, the aircraft took off from the Torrejón de Ardoz military base (Madrid) and began collecting valid data at 12:57 (all times UTC). The aircraft flew north with the goal of collecting data on the north side of the Central System. Flying over the Lozoya Valley at altitude about 3500 msl, the aircraft penetrated a region with high SLD concentration and temperatures around -12°C , and LWC as much as 0.44 g/m^3 . This caused ice accumulation on the profile of the aircraft wings, forcing termination of the research flight.

The objective of the present study is to analyse the synoptic situation and mesoscale conditions during the day of this aircraft icing. To do this, weather conditions were measured by the available instrumentation, and the synoptic and mesoscale factors causing the icing were analyzed using the Weather Research and Forecasting (WRF) model.

2. Experimental Design and Methodology

2.1. Study Area. Icing of the C-212-200 aircraft on February 1, 2012, occurred while attempting to cross the Guadarrama Mountains. This mountain range is between the provinces of Segovia and Madrid, in central Spain. The orientation of ridges and valleys is predominantly southwest-northeast. The southwest end of the range is at $40^{\circ}22'\text{N}$, $4^{\circ}18'\text{W}$ and its northeast end at $41^{\circ}4'\text{N}$, $3^{\circ}44'\text{W}$.

Elevations in these mountains are well in excess of 2000 msl. The mountains are separated in the middle, with a higher range to the north and lower one to the south. The Lozoya Valley is between these two ranges. It is over this valley (Figure 1) where the aircraft traversed the region of high SLD concentration that caused rapid icing and flight termination.

2.2. Instrumentation

2.2.1. MP-3000A Microwave Radiometric Profiler. For the 2011-12 winter field project, a hyperspectral, multichannel microwave radiometer (MMWR; MP-3000A) was installed at 1880 msl in the Guadarrama Mountains (location in Figure 1). The instrument continuously measured vertical profiles of temperature, humidity, LWC, and water vapour density (with temporal resolution approximately 2.5 minutes) to 10 km height. The MP-3000A was manufactured by Radiometrics, Boulder, Colorado, USA. Characteristics of this instrument and retrieved profiles are described in Sánchez et al. [29].

2.2.2. CAPS. The C-212-200 aircraft carried the CAPS under the left wing during the field project. The CAPS consists of five probes. First is a Cloud and Aerosol Spectrometer (CAS), which measures aerosols and hydrometeor size distributions between 0.51 and $50\text{ }\mu\text{m}$. Second is a Cloud Imaging Probe Grayscale (CIP-GS), which can measure hydrometeors from 25 to $1550\text{ }\mu\text{m}$ and represent 2D images of hydrometeors.

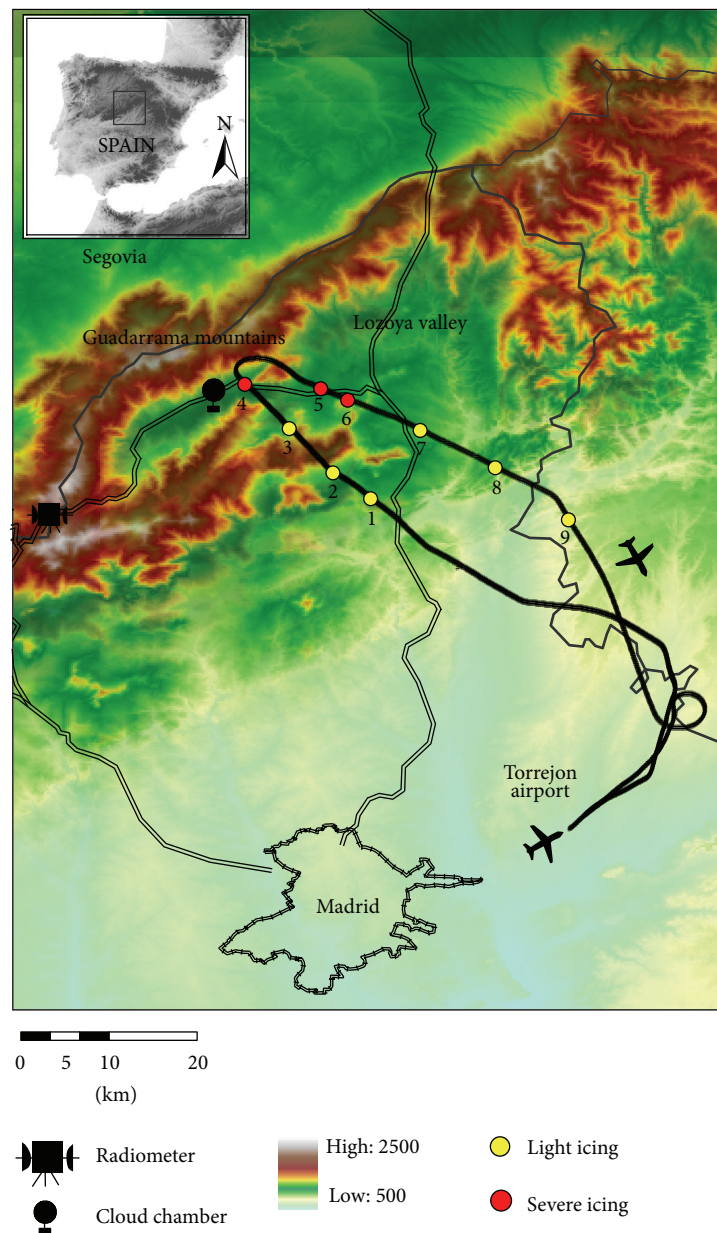


FIGURE 1: Map of Guadarrama Mountains, Madrid. Aircraft trajectory plus radiometer and cloud chamber locations have been superimposed.

The advantage of the grey scale is that it gives additional details on ice crystal characteristics and, more importantly, it better defines the depth of field and permits more accurate hydrometeor identification. Third is the LWD detector (LWC-Hotwire) probe, which estimates atmospheric LWC accurately between 0.01 and 3 g/m³. Finally, there was a sensor to measure airspeed and another to measure temperature and RH. A more detailed explanation of the CAPS is found in Baumgardner et al. [30].

2.2.3. Isothermal Cloud Chamber. An isothermal cloud chamber was used to measure ice nuclei concentration of the air mass over the Guadarrama Mountains. This instrument was installed at ground level at Lozoya Reservoir (location in

Figure 1) in the Lozoya Valley, where the aircraft experienced icing. This cloud chamber has a tank with volume 11 L. The ice nuclei concentration was measured at -23°C, because of the low concentrations recorded at warmer temperatures in previous Iberian Peninsula field projects. The procedure used in the campaign was described in Castro et al. [31]. This instrument is only capable of taking static measurements, so several measurements were taken during the study day to analyze the evolution of ice nuclei concentration.

3. Observation

The aircraft took off from Torrejón Airport at 12:57 on February 1, 2012. The aim of this flight was to investigate

expected icing conditions from the approach of a cold front to the study area. Upon approach to the Guadarrama Mountains (13:10), the aircraft began to experience light icing. Icing conditions were worst after reaching the Lozoya Valley (13:15) and, consequently, the aircraft experienced severe icing and the pilot was forced to abort the mission and return to the airport. The aircraft continued to encounter severe icing until 13:19, when it exited the valley. Light icing occurred near the Guadarrama Mountains until 13:22, when the aircraft finally exited cloud. The aircraft landed at Torrejón at 13:31. The flight path is shown in Figure 1. The icing episode was recorded by the instrumentation as follows.

3.1. MP-3000A Radiometer. Atmospheric stability was continuously monitored by the MP-3000A microwave radiometric profiler. Figure 2 shows vertical profiles at different times. At 09:00 on February 1, it was observed that the nocturnal inversion had not dissipated at low levels. There was practically neutral stability from 720 hPa to 630 hPa, where there was a transition layer to greater stability at levels 600 hPa and above. There was neutral static stability (nearly unstable) between 750 and 600 hPa, above which was a strong stable layer.

At 12:45 when the aircraft neared the zone of interest, layers near the ground were saturated and the inversion had weakened considerably. Vertical profiles generally indicated an increasingly unstable atmosphere. Subsequently, the most unstable atmospheric layer developed from 750 hPa to 600 hPa. There was a progressive increase of moisture in this layer during preflight (12:00 to 13:00). There were clouds in this layer, and this was where the aircraft experienced icing (CAPS detected a region with high SLD concentration at 650 hPa). From 13:15 to 13:30, around which time the aircraft experienced severe icing, the temperature and dew point temperature curves between 750 and 600 hPa were close, indicating cloudiness. Subsequent profiles (13:45–14:00) indicated lesser instability and humidity, so we conclude that the aircraft crossed the Lozoya Valley during the most favourable conditions for aircraft icing all day.

Above the aforementioned unstable layer (just below 600 hPa) was a more stable region that persisted the entire day, representing a weak thermal inversion. This layer prevented updrafts in the Lozoya Valley from reaching higher levels and favoured formation of vertical shear. Bernstein [32] showed that stably stratified conditions are conducive to formation of regions of high SLD concentration. This would favour shear near cloud tops, which causes intense mixing and thereby efficient and rapid SLD formation [33].

The thermodynamic profile revealed the absence of a “warm layer,” indicating that SLD causing aircraft icing were formed by condensation followed by collision-coalescence, the entire process occurring at temperatures colder than 0°C. These profiles match “type A” described by Bernstein [32], in which the entire atmosphere has subfreezing temperatures, including the saturated layer.

The MMWR data permit continuous calculation of stability indices and determination of the presence or absence of convection. Although there are many indices that can

be applied to this purpose in summer, there are few such for winter application. Most Unstable Convective Available Potential Energy (MUCAPE) has been widely used as a variation on CAPE in studies of winter convection [34–36]. This index represents the total potential energy available to the most unstable air parcel within the lowest 300 mb, while being lifted to its level of free convection. To obtain this index, CAPE must first be computed by lifting parcels from each level in the humidity and temperature profiles. Then, MUCAPE is taken as the greatest CAPE encountered, that is, the most unstable parcel.

For continuous monitoring, the radiometer data were used. Intermediate values of MUCAPE were recorded in the hours before the flight (100–200 J/kg), but these values declined to 0 J/kg at 13:00 (Figure 3). These values are inadequate for convective development [37, 38].

3.2. CAPS. Hydrometeor size distributions from data collected by the CAPS during the flight of February 1 were analyzed in the region of aircraft icing. The gamma distribution function was chosen for these distributions, because it faithfully represents droplet size distributions within clouds. This function was defined by Ulbrich [39] and was selected because it better represents larger droplets. The function has three parameters dependent on time (and space in the Eulerian case): the concentration of particles, their average diameter, and spectrum width [40]. The parameters were estimated following the maximum likelihood method defined by Wilks [41]. The gamma distribution function has been used for representation of the size distribution of cloud hydrometeors [42]. The Lilliefors test [43] was used to ensure goodness of fit at the 0.05 level of significance.

Average hydrometeor size distributions were calculated every 30 seconds. CAPS measurements in cloud are shown in Table 1. Images from the CIP (part of CAPS) for each period in Table 1 are shown in Figure 4. These nine measurements correspond to the highlighted circles along the trajectory in Figure 1, described previously in Section 2.1. Corresponding drop size distributions are shown in Figure 5, for which a gamma distribution function has been applied.

Initially, the predominant droplet size was <25 μm . As the aircraft approached position 1, an increasingly large number of hydrometeors with size 25–50 μm were measured. At that time, the aircraft experienced light icing but no loss of lift. This period corresponds with the three first times of Table 1 and first three images of Figure 4. Curves of the hydrometeor size distribution (curves 1, 2, and 3 in Figure 5) did not fit the gamma distribution.

Approaching position 3, the aircraft suddenly reached an area with a high concentration of droplets with size 50–100 μm . This produced severe icing, forcing the pilot to turn around toward the south. He tried to climb out of cloud, but the SLD concentration at heights around 3800–3900 msl was even greater than 200 m below. There the aircraft encountered the worst icing conditions. This cloud had large quantities of LWC and SLD at temperatures around -12°C , freezing liquid drops as soon as they contacted the aircraft fuselage. The severe icing corresponds with the 4th, 5th, and 6th time

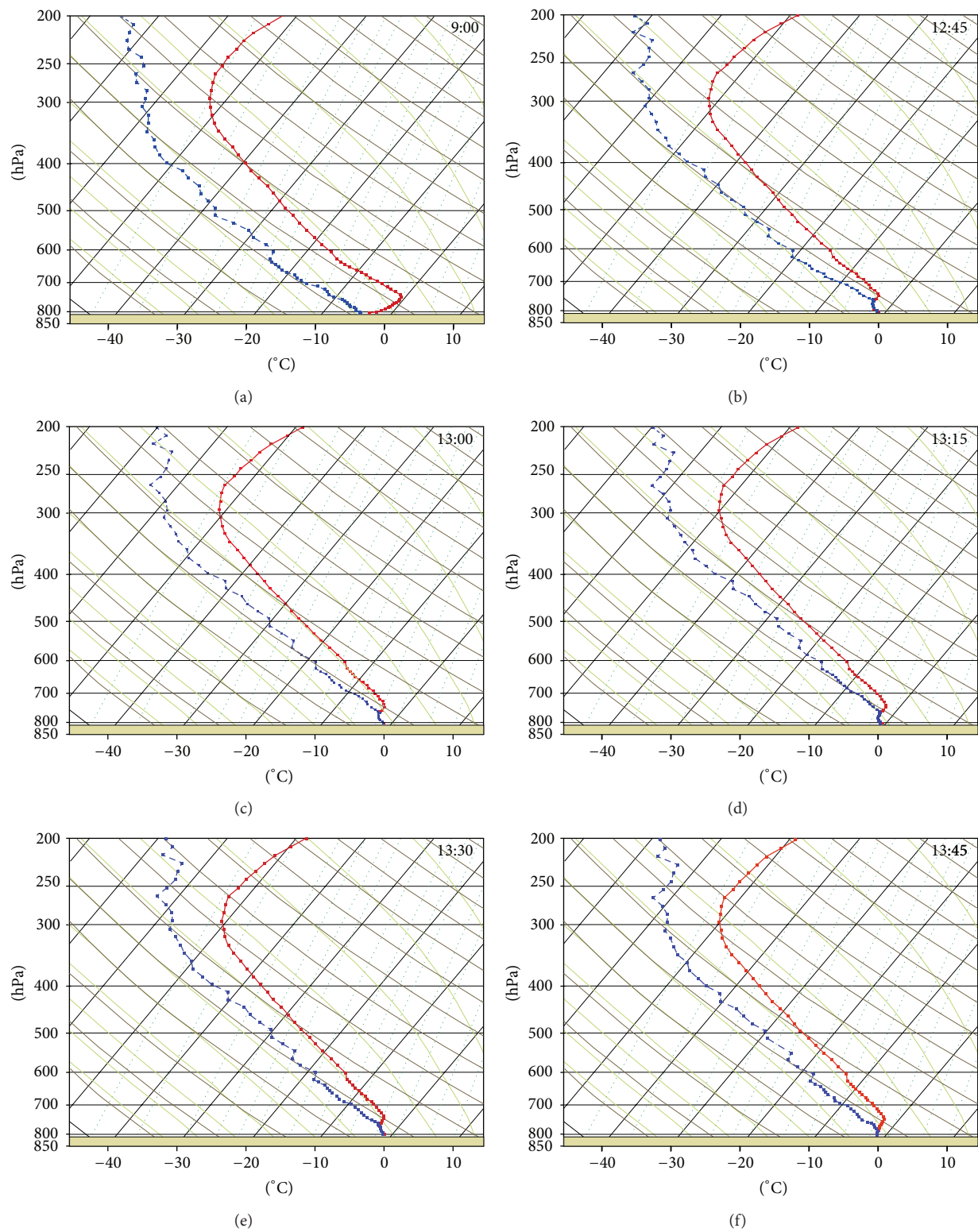


FIGURE 2: Skew-T/log-P diagram of radiometer data at 9:00, 12:45, 13:00, 13:15, 13:30, and 13:45 on February 1, 2012. Temperature (red lines); dew point (blue dashed lines).

TABLE 1: Variables measured by CAPS and gamma distribution parameters.

Time (UTC)	Latitude (°)	Longitude (°)	High (masl)	Temperature (K)	LWC (g/m ³)	Number of particles by size ranges										N _t	MVD (μm)	Λ (cm ⁻¹)	μ	Gamma distribution fit
						0-25	25-50	50-75	75-100	100-125	125-150	150-175	175-200							
13:11:55	40.83	-3.64	3585	261.7	0.06	1082	84	2	1	1	0	0	0	1170	9	0.15	980	NO		
13:12:55	40.87	-3.68	3600	261.5	0.12	1943	330	28	6	4	3	2	1	2317	11	0.18	1585	NO		
13:14:21	40.92	-3.73	3570	261.6	0.16	2157	392	29	7	6	6	6	6	2609	65	0.19	1732	NO		
13:15:51	40.95	-3.77	3589	261.6	0.21	1941	1284	513	179	98	63	40	24	4142	180	0.52	988	YES		
13:18:02	40.95	-3.69	3894	260.3	0.28	1467	985	1174	689	315	99	39	15	4783	526	1.12	532	YES		
13:18:32	40.93	-3.67	3895	259.8	0.35	2573	2051	1296	440	104	22	12	8	6506	302	0.62	1302	YES		
13:19:45	40.90	-3.59	3922	259.5	0.11	1649	763	249	53	13	5	3	1	2736	34	0.34	1014	NO		
13:21:00	40.87	-3.52	3897	259.6	0.11	1619	878	363	84	16	3	1	1	2965	39	0.40	937	NO		
13:22:27	40.82	-3.44	3891	261.3	0.02	865	273	55	7	0	0	0	0	1200	5	0.24	614	NO		

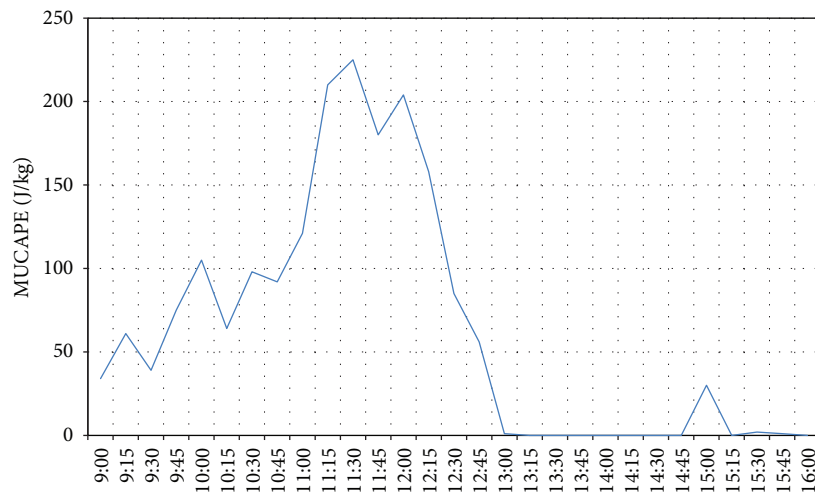


FIGURE 3: Evolution of MUCAPE index during February 1, 2013.

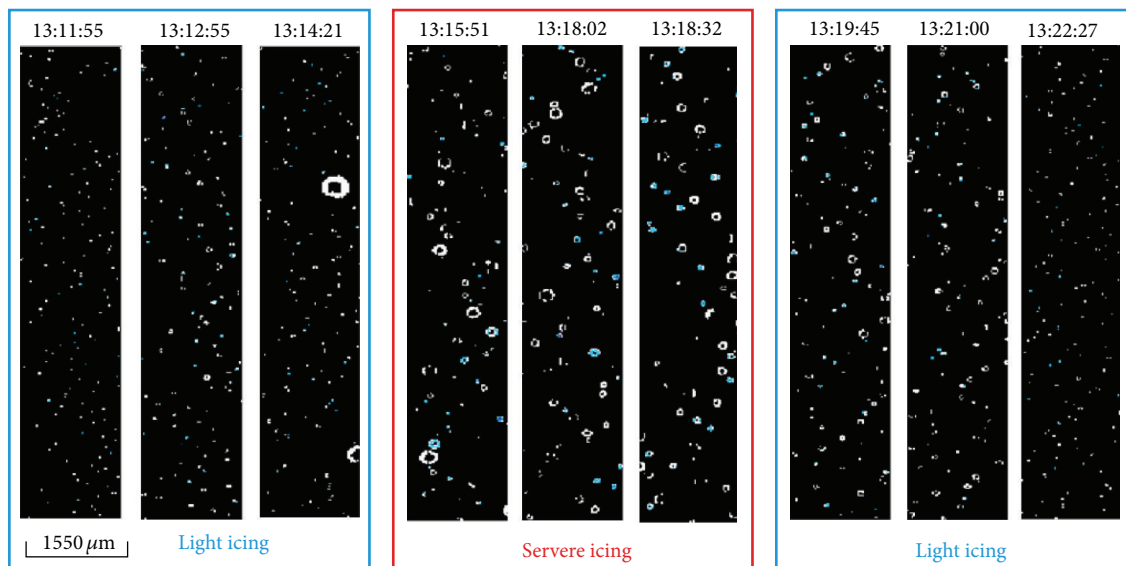


FIGURE 4: Images captured by CIP when aircraft experienced icing.

steps of Table 1. The LWC increased to more than 0.2 g/m^3 , with peaks 0.44 g/m^3 . The table indicates the huge amounts of SLD and hydrometeors over $50 \mu\text{m}$. In the 4th, 5th, and 6th images of Figure 4, it is seen that SLD were larger than the small supercooled droplets in the other images. Figure 5 shows how the 4th, 5th, and 6th curves adjusted to the gamma distribution, unlike the remaining times. This is very important because it indicates that if the size distribution of supercooled liquid droplets follows the gamma distribution, we can expect moderate to severe icing; if it does not do so, light icing is the maximum expected.

After exiting the Lozoya Valley and the cloud with SLD toward the south, average drop size gradually decreased to predominant droplets smaller than $25 \mu\text{m}$, with light icing. This period corresponds with the 7th, 8th, and 9th times of Table 1, the images in Figure 4, and curves in Figure 5. The

images captured by the CIP, droplet size distributions and values in Table 1 for times 7, 8, and 9 are similar to times 1, 2, and 3, except that the temperature was slightly cooler because the aircraft ascended to 3800–3900 msl.

Microphysical conditions observed over the Lozoya Valley by the aircraft during February 1 are consistent with those described by Ellrod and Bailey [44]. They stated that icing is linked with temperatures between 0 and -20°C , liquid- or mixed-phase clouds, volume median diameter greater than $30 \mu\text{m}$, $\text{LWC} > 0.2 \text{ g/m}^3$, weak updrafts to replenish supercooled liquid water, and clouds of considerable thickness. SLD can be very dangerous to aviation because they can accumulate beyond the capabilities of current deicing boots. This significantly reduces aircraft performance, which cannot be alleviated by ice protection devices such as pneumatic boots [45]. This occurred during the case study.

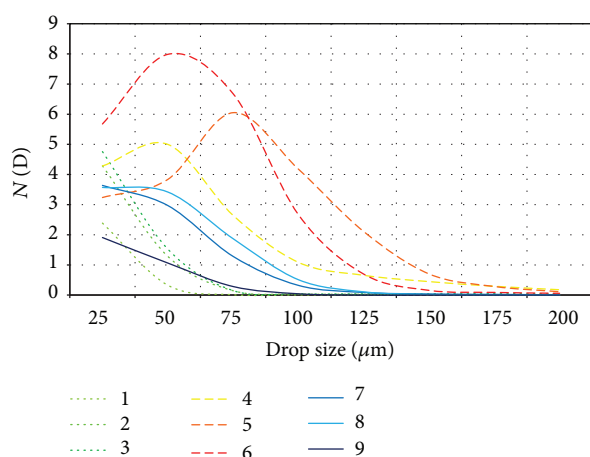


FIGURE 5: Gamma distribution curves for each of the nine times of Table 1 and Figure 4.

Cober et al. [1] described favourable environments for SLD development, in which supercooled liquid water droplets greater than $50\text{ }\mu\text{m}$ form following melting and subsequent resupercooling or via condensation processes followed by collision-coalescence, which occurred in our case. Severe icing is formed by an updraft that provides sufficient water vapour to maintain SLD growth, while existing shear near the cloud top supports collision-coalescence processes responsible for its formation.

These results agree with those of Rauber and Tokay [14]. They asserted that when the concentration of freezing nuclei is low, cloud top temperature is relatively warm (above -20°C) with weak updrafts, and the likelihood of a LWC layer at cloud top is high. Based on data from scientific flights in field studies, Sand et al. [46] found that only 4% of icing reports were at temperatures below -20°C , with about 50% between -12°C and -8°C . Vidaurre and Hallet [47] noted that liquid-only clouds dominate at subfreezing temperatures close to 0°C , whereas ice-only clouds predominate below -20°C .

3.3. Isothermal Cloud Chamber Observations. Two measurements with the isothermal cloud chamber were taken on February 1. The first was at 9:58, resulting in a concentration of 24 IN/L (IN are ice nuclei). The second was around flight time at 13:29, showing a decrease to 16 IN/L (Figure 6). The thermal inversion during the morning, which disappeared after midday, may have been responsible for the high ice nuclei concentration of the first measurement. The breaking of the inversion layer at the surface allowed dispersion of IN to higher levels of the troposphere. The surface IN concentration at 13:29 was representative of that during the flight, because there was no inversion layer below 600 hPa.

These values are extremely low compared with those reported by other authors. After taking nearly 1000 measurements in the northwestern Iberian Peninsula, Castro et al. [31] obtained an average of 125 IN/L active at -23°C on days with maritime air masses. Our relatively sparse IN represents an

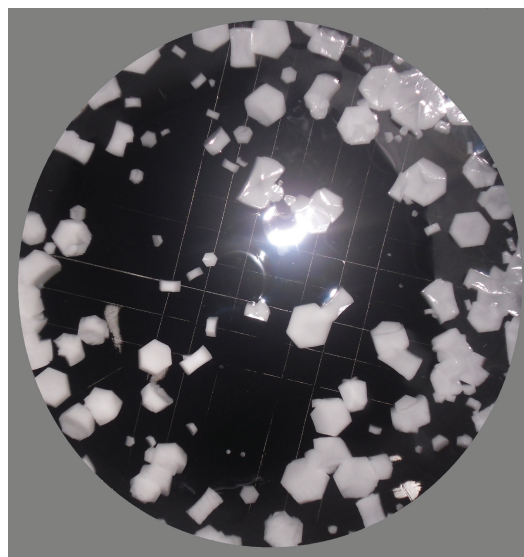


FIGURE 6: Measurement of ice nuclei from isothermal cloud chamber at 13:29.

obstacle to glaciation, which was a determining factor for the large numbers of SLD during the flight and near absence of hydrometeors in the solid phase.

At 600 hPa, near the cloud tops, the temperature was slightly warmer than -20°C . This temperature was sufficiently warm to prevent activation of most of the IN, hindering optimal glaciation.

4. Meteorological Analysis

WRF and other mesoscale models have been used for analysis of aircraft icing episodes [48, 49]. In this paper, weather conditions generating icing of the C-212-200 aircraft on February 1 were simulated by the WRF mesoscale model, version 3.1.1 [50]. Initial and boundary conditions were furnished by the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis, which has spatial resolution 1° [51].

Three nested domains were defined. D01 covers southwestern Europe, with 98 grids in both the eastwest and northsouth directions. This domain has spatial resolution 27 km and temporal resolution 3 hours and was used for the synoptic description.

Temporal resolution of domain D02 is 1 hour. It covers the entire Iberian Peninsula with 125 grid points in the eastwest direction and 107 northsouth points, with spatial resolution 9 km.

To analyze in detail the mesoscale factors that influenced formation of icing conditions, domain D03 was used. This domain facilitates accurate representation of weather conditions in the study area, because it has spatial resolution 3 km and temporal resolution 1 hour. Figure 7 shows the three domains. D02 and D03 were used in mesoscale analysis, D01 for synoptic analysis. The cross section axis is perpendicular to Guadarrama Mountains. Mesoscale models are commonly

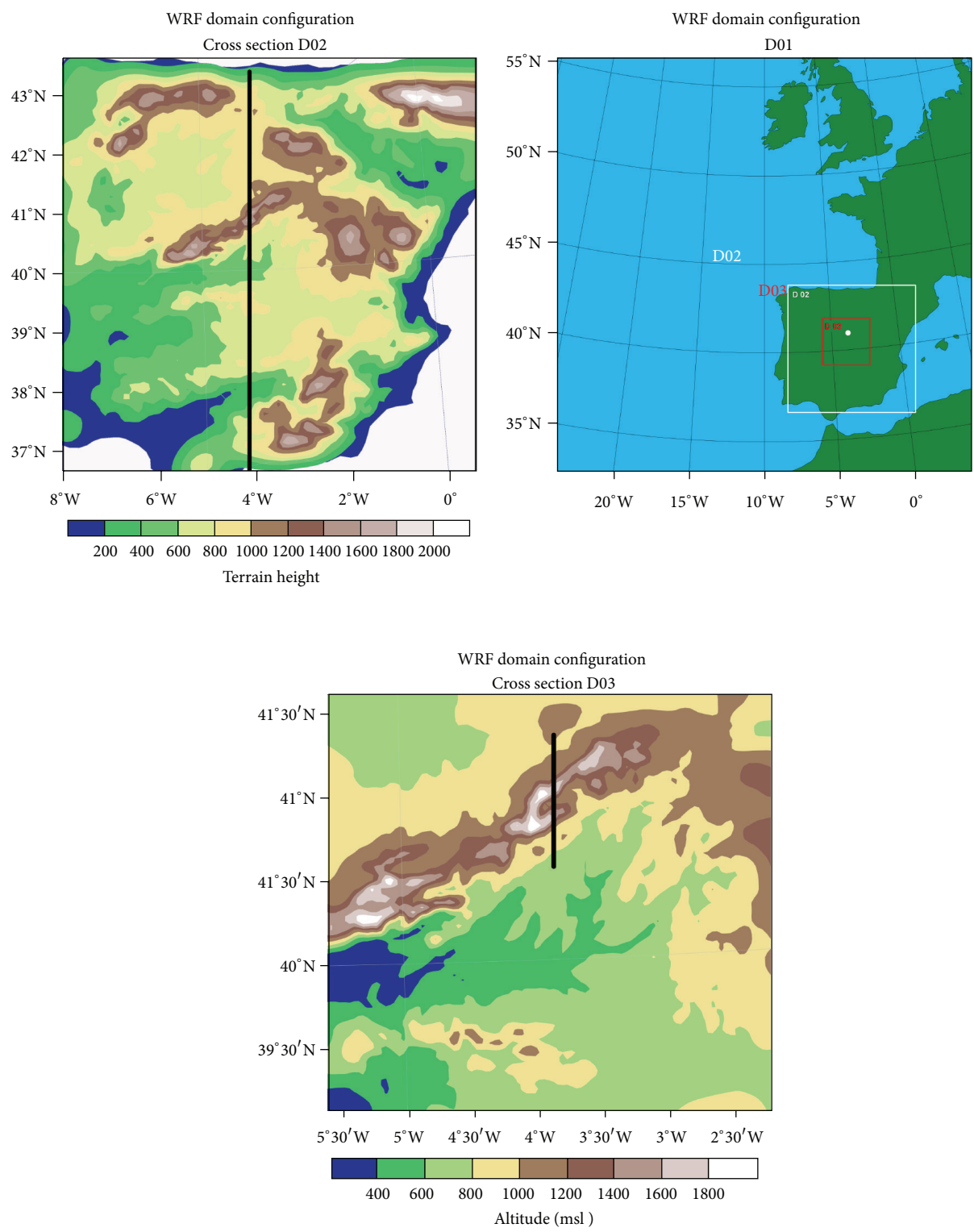


FIGURE 7: Nested domains used in WRF simulation. Axis from cross section from N to S is overlaid on D02 and D03.

used in forecasting and evaluation of in-cloud icing conditions [52].
For parameterization of microphysical processes, the WRF New Thompson graupel scheme [53] was chosen, since

it considers graupel and typical ice water concentrations in mountainous areas during winter. Further, we used the Noah land surface model [54] and Eta surface layer scheme defined by Janjic [55]. For longwave radiation, the Rapid Radiative

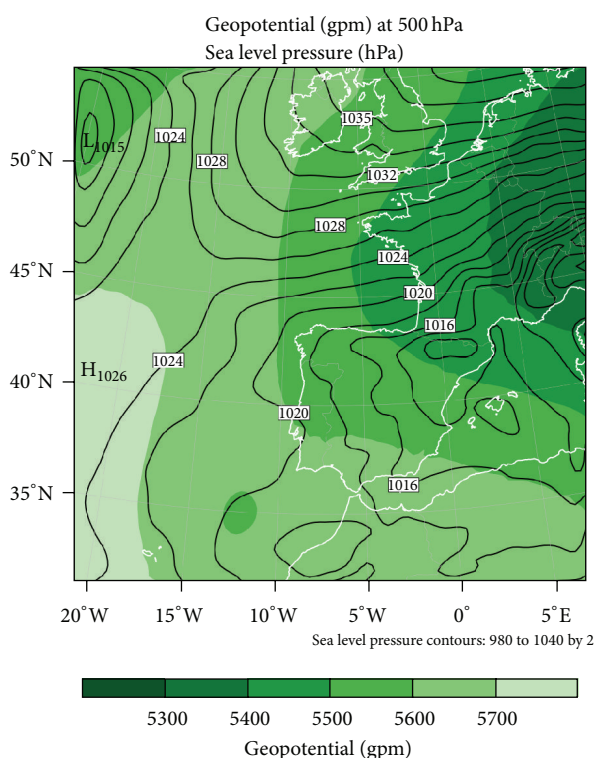


FIGURE 8: Sea level pressure and geopotential height at 500 hPa modeled by WRF for domain D01.

Transfer Model [56] was used, along with the scheme of Dudhia [57] for shortwave radiation.

4.1. Synoptic Overview. From domain D01, it was found that the synoptic situation in Europe was dominated by a powerful Siberian anticyclone (Figure 8), forcing a dry and very cold northeast wind into Central Europe. Northwest winds were predominant during the morning over the Iberian Peninsula.

Figure 9 depicts RH and wind at 300 hPa. Progress of a dry intrusion induced the advection of moist air over the peninsula, in a manner similar to the pattern shown by Browning [58]. This dry intrusion is caused by a dynamic tropopause anomaly, which is derived from the jet stream. A weak cold front associated with the anomaly crossed the Iberian Peninsula from north to south during the study day. This synoptic pattern was associated with aircraft icing by Bernstein et al. [59]. The situation coincided with those reported by Bernstein et al. [11], who related the leading edges of arctic and cold fronts to in-flight icing episodes cited in pilot reports. This also fits the “Arctic Front” synoptic pattern described by Rauber et al. [60], who indicated that this pattern is the most common in freezing precipitation episodes.

There was another anomaly to the west of Lisbon at 12:00. A weakened branch thereof penetrated the Iberian Peninsula, at latitudes slightly south of Madrid. The two anomalies tended to associate, causing the accumulation and ascent of moist air in a strip between the two.

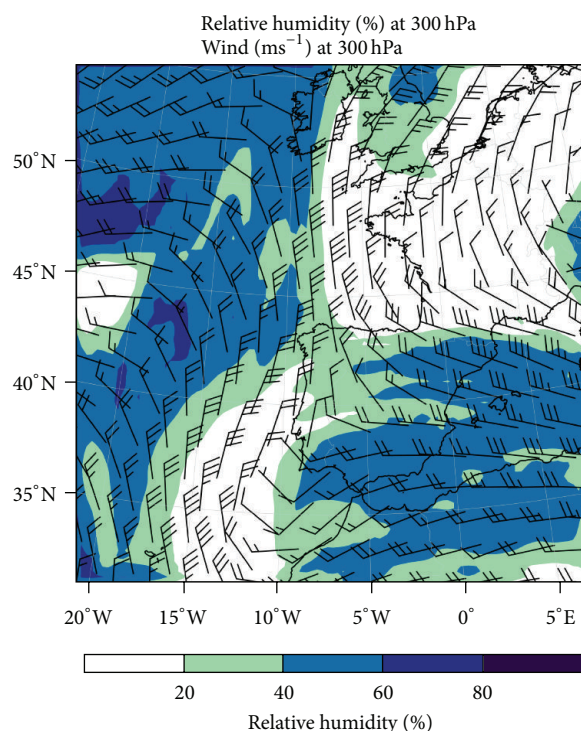


FIGURE 9: Relative humidity and wind at 300 hPa modeled by WRF in domain D01.

The formation of dynamic tropopause anomalies is connected with the position of the jet stream. Its location can be identified by the strong winds shown in Figure 9, depicted by wind barbs. The incursion of a subtropical anticyclone north of the Azores displaced the jet stream northward, while the powerful Siberian anticyclone pushed it southward, producing strong jet curvature. The jet stream was not clearly defined near the Iberian Peninsula but was separated into two branches. One was west of Portugal, and the other crossed the Pyrenees and moved toward the Mediterranean. The branches were associated with the two dynamic tropopause anomalies described above.

4.2. Mesoscale. The orographic forcing of the Guadarrama Mountains can be seen more clearly by increasing the model resolution. This forcing helped determine the generation and modification of factors that triggered mesoscale weather conditions supporting the icing. In the following, the causes of the icing are analyzed.

4.2.1. Dynamic Tropopause Anomalies. From domain D02 (see Figure 7) the vertical cross section of potential vorticity (PV) and RH is shown in Figure 10, in which the two dynamic tropopause anomalies are evident. A high PV region 7.5 km south of the Guadarrama Mountains corresponds to the anomaly observed to the southwest of Lisbon. This anomaly appears responsible for the midtroposphere dry air mass over the southern half of the Iberian Peninsula. A deeper anomaly was north of the Guadarrama Mountains, corresponding to

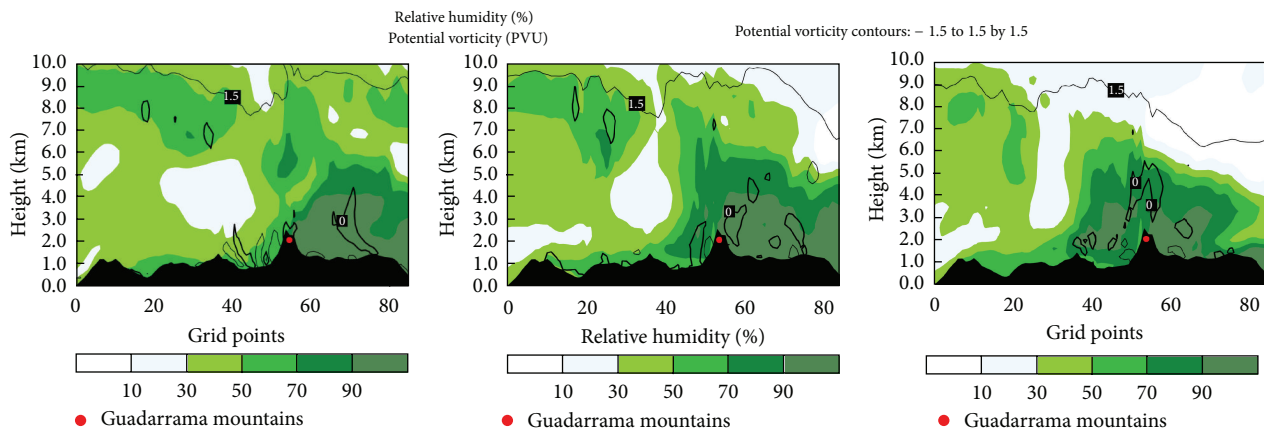


FIGURE 10: Cross section of relative humidity and potential vorticity in domain D02.

the backside of the dry intrusion west of Italy. The rear of that anomaly moved southward, pushing an air mass with high humidity ahead of it. The convergence of the two anomalies accumulated moisture at the centre of the Iberian Peninsula. Substantial moisture is essential for SLD formation [2].

Nevertheless, updrafts over the Guadarrama Mountains cannot be attributed to the dynamic tropopause anomalies, because updrafts remained stationary on the lee side of the mountains throughout the day, while the anomalies moved to the south. Therefore, we conclude that the anomalies were not the main cause of the updraft that accumulated SLD over the Lozoya Valley. The backside of the anomaly at flight time remained north of the Iberian Peninsula; its effects were not observed in the mountains until after 18:00.

Associated with this anomaly was an advancing cold front. This front swept across the peninsula during the afternoon of February 1, resulting in ascent of the warm and wet air mass above a wedge of cold and dry air. Reinking et al. [22] stated that the ascent of a warm air mass over a cold one provides moisture and upwelling processes necessary for collision-coalescence growth.

4.2.2. Mesolow. By increasing model resolution in domain D03, it was observed that surface winds were perpendicular to the Guadarrama Mountains during the flight. This formed a mesolow on their lee side, caused by a phenomenon known as an orographic dipole. This is a mesoscale structure caused by flow perpendicular to a mountain barrier, forming anomalous positive pressure on the windward side and a depression on the lee side. Associated with the mesolow, surface wind had a cyclonic rotation on the lee side (Figure 11), which triggered wind convergence in the area of severe aircraft icing.

Orographic dipole formation is explained by separation of the boundary layer, a well-known phenomenon in fluid dynamics [61]. According to this theory, a steady stream encountering an obstacle generates a stagnation point and a pair of vortices; one is anticyclonic and upstream of the obstacle, and the other is cyclonic and downstream [62]. In such a 3D flow situation, additional effects should be

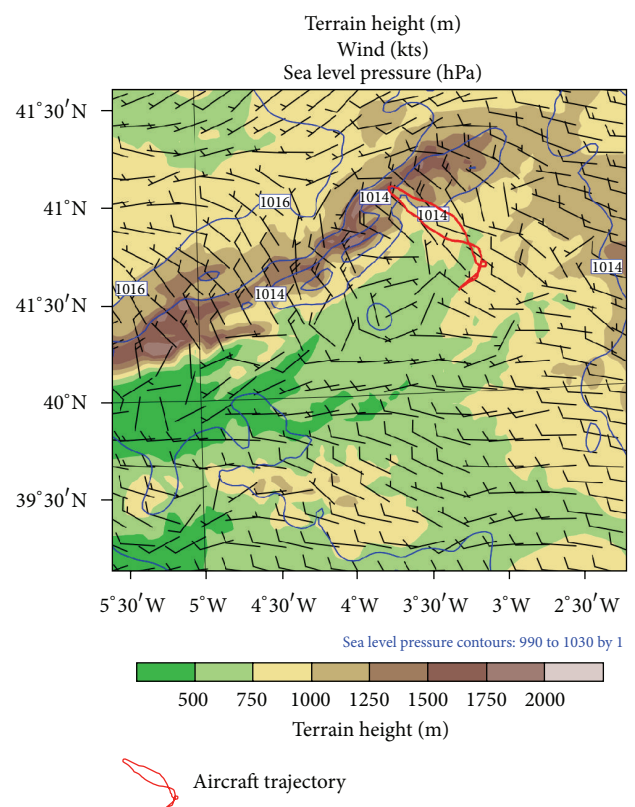


FIGURE 11: Terrain height, sea level pressure, and surface wind in domain D03. Aircraft trajectory has been superimposed.

considered, such as stratification, wave breaking, turbulence, and vertical wind shear [63].

4.2.3. Updrafts and Gravity Waves. In the same area as the mesolow, an updraft appears in images produced by the WRF. This coincides with formation of the cloud band responsible for the aircraft icing. Geresdi et al. [64] indicated that icing regions often are associated with mesoscale uplift with vertical speeds around $5\text{--}20\text{ cm s}^{-1}$. In the vertical cross

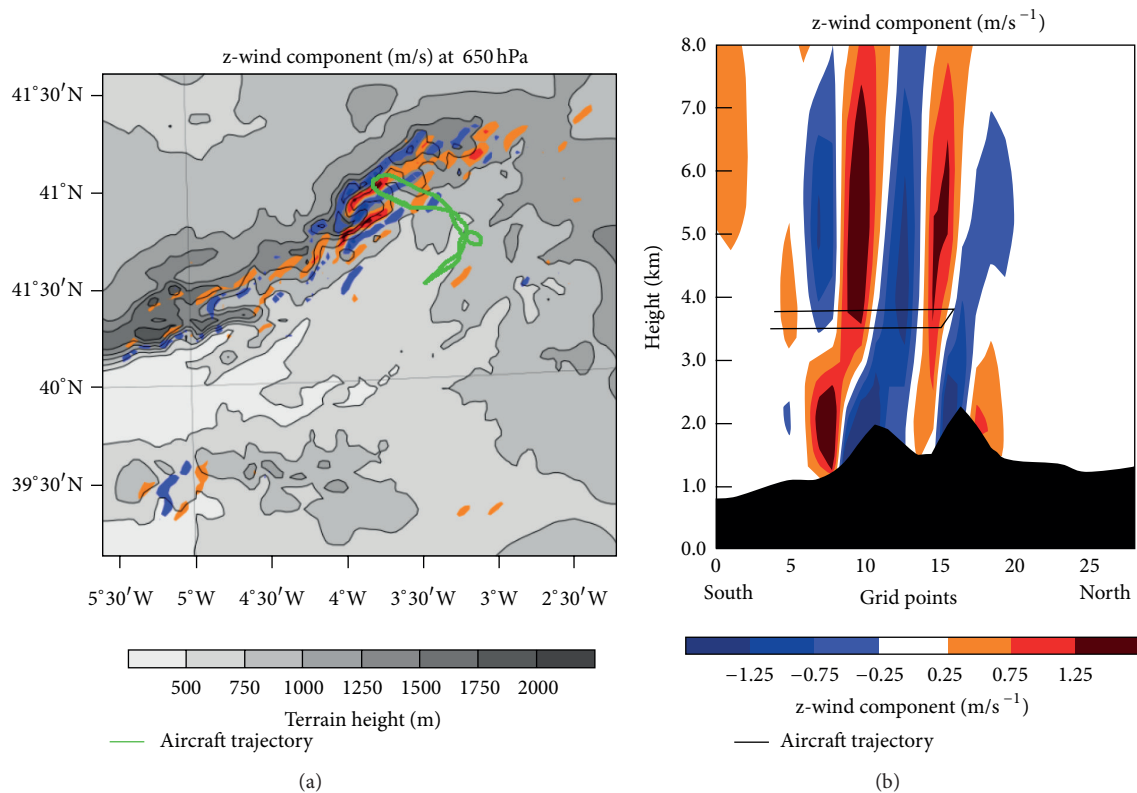


FIGURE 12: Vertical (z) wind component at 650 hPa (a) and on a cross section (b) of domain D03. Aircraft trajectory has been superimposed.

section of Figure 12, two updrafts are evident on the lee side of the Guadarrama Mountains. These updrafts are also seen in the vertical (z) wind component at 650 hPa, the level at which the aircraft experienced icing.

Coupled with the orographic dipole, mountain waves are common in regions of static stability (as shown by radiometer data) when the wind is perpendicular to the orographic barrier. This barrier offers resistance to passage of the flow. Unable to pass through the barrier, air tends to accumulate, resulting in loss of energy and wind speed reduction. This increases pressure on the windward side by wind convergence. Air passing through the mountains descends into the valley on the lee side and is then forced upward, generating mountain waves. Away from the mountains beyond a calm zone, the flow accelerates, producing divergence and a resulting pressure decrease [65]. The orographic dipole tends to strengthen updrafts generated by gravity waves.

Politovich [25] noted that orographic forcing may trigger convection embedded in stratiform clouds, which facilitates the ascent of SLD and their accumulation at cloud tops. Ikeda et al. [66] also asserted that strong flow perpendicular to a mountain barrier amplified vertical motions (up to 2 m/s) above local ridges, forming embedded convection.

Petersen et al. [67] indicated that if mountains are sufficiently high to block the prevailing flow, a mesolow or eddy shedding on the lee side is likely. In the WRF simulation, a mesolow was produced on the leeward side of the Guadarrama Mountains, owing to partial blockage of the perpendicular flow. The increase of PV caused by the

mountains and accumulated at the mesolow reduced geopotential height at midtropospheric levels [68]. Additional PV may have come from approach of the cold front and dynamic tropopause anomaly discussed above. This caused a strong gradient of geopotential height to the lee of the mountains, as detected by an increase of wind speed and change in direction at midtroposphere, generating strong shear. This is consistent with Rauber [69], who claimed that gravity wave appearance in orographic cloud systems is usually associated with subsidence and strong shear at cloud tops. Here we should also note the cyclonic gyre of surface wind on the lee side of the Guadarrama Mountains, associated with the mesolow.

4.2.4. Atmospheric Stability. We also analyzed Equivalent Potential Vorticity (EPV) to determine the existence of Conditional Symmetric Instability (CSI). After confirming that there was no negative EPV during the flight and no significant values of convective indices (analyzed using continuous radiometer measurements), the presence of convection was dismissed. We therefore conclude that the observed updrafts were caused by mountain waves, strengthened by the mesolow.

As seen in Figure 13 depicting differential equivalent potential temperature (deth), there was strong stability near the surface, with a thermal inversion in various areas of D03. Immediately above that inversion was a stable layer, which reached about 3000 msl. Most notable is the neutral stability layer located between 3 and 4 km, which allowed

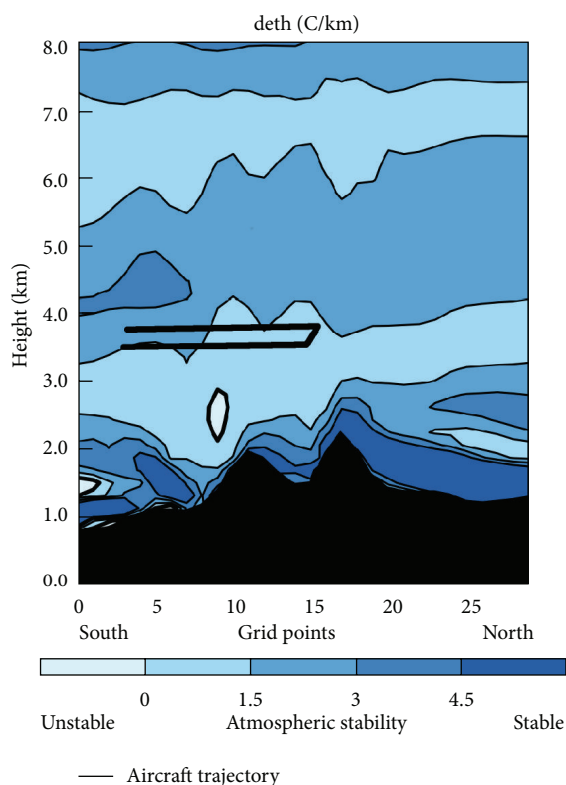


FIGURE 13: Cross section of deth in D03.

gravity wave development. Above this, there was another stable layer that prevented vertical development of the gravity waves above 4 km. Moreover, ripples caused by gravity waves can be discerned. Figure 13 portrays a small unstable region, coincident with the mesolow. The situation observed by the radiometer matches that modeled by the WRF, because if we represent deth in cross section, around 40.9°N (where the aircraft experienced icing) there was a neutral layer (almost unstable) from 2500 to 4000 msl. Immediately above 4000 msl, there was a stable layer.

Pobanz et al. [8] argued that shear above cloud top in a thermodynamically stable atmosphere can form a dynamically unstable layer and, thereby, turbulence and risk of Kelvin-Helmholtz waves as well as entrainment of subsaturated air and mixing, which favour SLD formation. Marwitz [70] had a similar theory. He affirmed that wind shear induced dynamical instability in gravity waves. However, the stable layer above 600 hPa blocked further ascent of air and thereby that of SLD. Therefore, the layer with greatest SLD accumulation formed immediately below this layer.

The nearly neutral static stability, together with weak updrafts associated with mountains, may be associated with production of SLW in this layer as pointed out by Pobanz et al. [8]. They claimed that a neutral or weakly unstable atmosphere promotes SLD formation. A static stability layer promotes generation of mountain waves. Orographic lifting is greater in a neutral atmosphere than in a stable one, fostering greater accumulation of SLD and LWC near cloud top. Furthermore, within a neutral stability region, cloud

tops do not reach high altitudes. This is conducive to a low concentration of ice crystals, which facilitates the presence of SLD [71].

On the morning of February 1, 2012, there was a stable atmosphere with a strong inversion layer near the surface, as explained in the observation section. However, the conditions were increasingly unstable on the lee side of the Guadarrama Mountains, which were associated with formation of the mesolow. In addition, the cold front linked with the dynamic tropopause anomaly was approaching. As was the case in the present study, several authors have indicated that a transition from stable to more unstable conditions supports SLD formation [23, 72].

4.2.5. Temperature. Figure 14 represents temperature at 650 hPa, near the aircraft icing altitude. Temperature there was about -12°C , an optimal value for such icing. This is because most freezing nuclei are not active and the nucleation process is therefore inefficient [12, 15].

The figure shows that over the Lozoya Valley where the first mountain wave was located, there was a band with lower temperatures than adjacent regions. A few miles south, there was another cold band collocated with a second mountain wave. Contiguous with these two regions, there were three bands with warmer temperatures than expected at this altitude; these correspond to subsidence regions produced by the mountain waves. A wave cloud occurs between the maximum and minimum vertical velocity, where temperatures are less than the undisturbed mean value [73].

4.2.6. Liquid Water Content. The cloud band over the Lozoya Valley shown in Figure 15 was responsible for the severe icing of the C-212-200. The aircraft was at 3500 msl (pressure 650 hPa), heading north. Arriving about 40.7°N , the aircraft entered cloud (mesolow area and second mountain wave) and experienced light to moderate icing (supercooled droplets smaller than $50\ \mu\text{m}$ and LWC about $0.1\ \text{g/m}^3$) through 40.8°N . Upon reaching 40.9°N the aircraft reached the first mountain wave and a region of severe icing (supercooled large droplets greater than $50\ \mu\text{m}$ and LWC about $0.4\ \text{g/m}^3$), forcing the mission abort.

Figure 15 explains why the aircraft experienced light icing in the first cloud, because LWC was low. Later, upon entering the zone of greater LWC, there was severe icing, coincident with the region of high SLD concentration. Just before the aircraft turnaround, a region with smaller droplets and low LWC was evident in images produced by the CIP-GS probe. This region corresponded with the northernmost mountain wave. Back to the south, the aircraft reentered the region of higher LWC and SLD, again enduring severe icing. The pilot ascended from 3500 to 3800 msl in an attempt to get above cloud but, as seen by the WRF output, cloud tops clearly exceeded this altitude.

During the return flight, the icing changed from moderate to light south of 40.8°N , and around 40.7°N the craft exited the cloud. There the pilot activated the anti-icing systems that detached the ice accumulated on the wing profile.

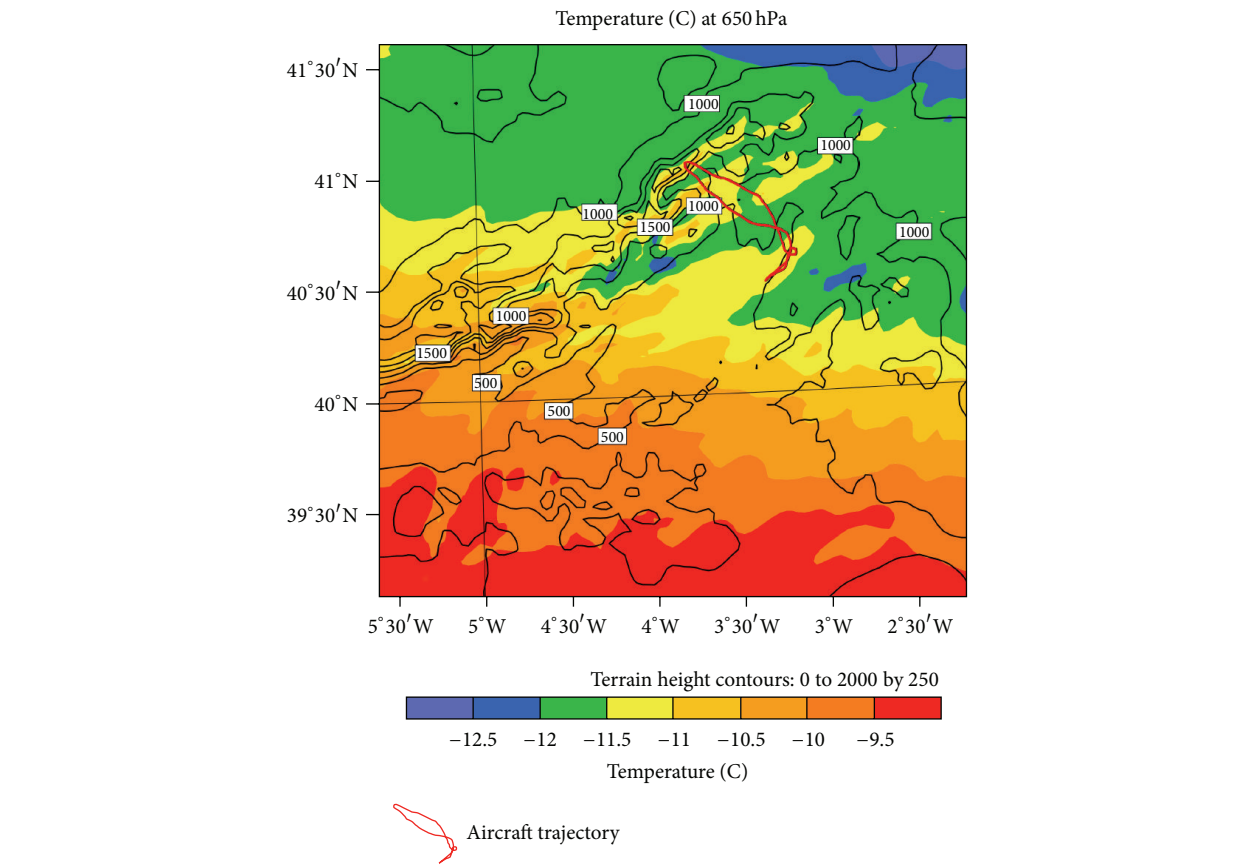


FIGURE 14: Temperature at 650 hPa in D03. Aircraft trajectory has been superimposed.

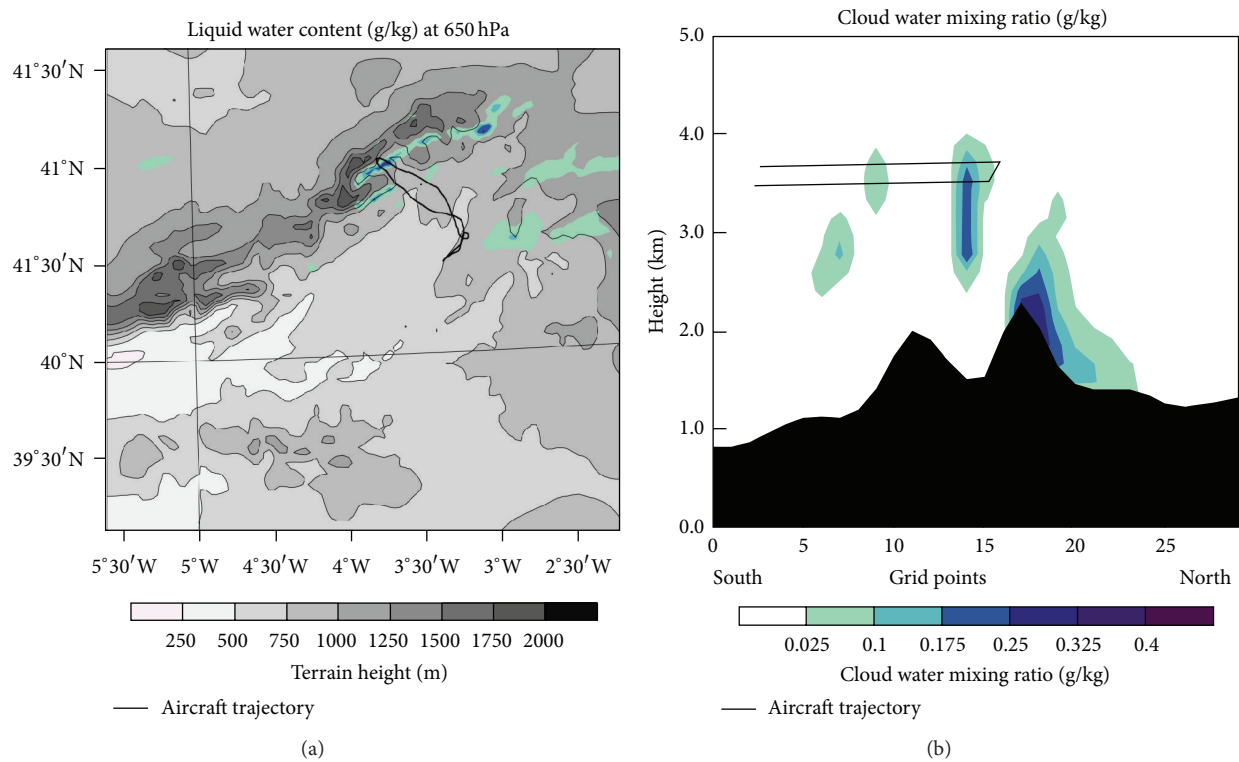


FIGURE 15: Liquid water content at 650 hPa (a) and on a cross section (b) of domain D03. Aircraft trajectory has been superimposed.

A cloudless band just downwind of the Guadarrama Mountains is evident in the WRF output. This band was caused by Föhn wind. These winds cause descending air and heating by compression on the lee side, dissipating the clouds. Subsequently, the air is forced to rise by mountain waves (with additional ascent caused by the mesolow in our case). This rising air cools by expansion, forming clouds associated with mountain waves after reaching the dew point level [22]. These authors showed that gravity waves produce significant amounts of supercooled LWC.

The region of aircraft icing had stratiform clouds with weak updrafts. Politovich [25] stated that when such clouds have maritime characteristics (as in this case, because the dominant air mass was maritime arctic), such as high humidity and very low IN concentration hindering ice crystal formation, they create an environment conducive to icing.

The updraft in the Guadarrama Mountains was the main cause of SLD accumulation in the region of aircraft icing, because it provided liquid water, mixing, and time for collision-coalescence processes. The updraft also allowed SLD accumulation, because it obstructed precipitation [74]. The updraft was generated by mountain waves and strengthened by the mesolow in the lee of the mountains.

After analyzing the D03 output of WRF, we concluded that the severe icing of the C-212-200 aircraft was caused by mountain waves. The aircraft first crossed the second (southernmost) mountain wave, experiencing light to moderate icing since the updraft there was less intense, and there was less LWC. However, the aircraft reached the northernmost mountain wave over the Lozoya Valley, experiencing severe icing caused by updrafts greater than 1 m/s and LWC in excess of 0.4 g/m^3 . In addition, the high SLD concentration caused ice accretion in areas unprotected by anti-icing systems, forcing flight termination. Stationary gravity waves are commonly dominated by cloud droplets smaller than $20 \mu\text{m}$ but, in 2 m/s updrafts, drop sizes between 50 and $500 \mu\text{m}$ can prevail, generating the greatest risk of aircraft icing [75].

5. Conclusions

In summary, severe icing of a C-212-200 aircraft during an approach to the Guadarrama Mountains on February 1, 2012 occurred as a result of several factors.

- (i) Temperatures encountered by the aircraft at 3500 msl were optimal for icing, around -12°C . This fact, together with a low IN concentration (measured at the surface of Lozoya Valley by an isothermal cloud chamber during the flight), hindered the nucleation process. Furthermore, the radiometer registered a stable layer just below 600 hPa. This weak thermal inversion favoured formation of vertical shear increasing collision-coalescence process efficiency. LWC presence was detected by CAPS observation, which demonstrates that most of the hydrometeors in the gravity wave over the Lozoya Valley were liquid.
- (ii) In the WRF simulation, a dynamic tropopause anomaly approaching from north of the Iberian Peninsula pushed a warm and moist air mass ahead of

it. Secondly, another dynamic tropopause anomaly southwest of the peninsula supported moisture accumulation in the central peninsula. Airflow perpendicular to the Guadarrama Mountains during the hours before the flight formed a downwind mesolow, identified by an area of low pressure and a cyclonic gyre. This mesolow favoured convergence and updrafts in the region of aircraft icing. Together with the mesolow, mountain waves were the main cause of updrafts in the lee of the Guadarrama Mountains. These updrafts provided LWC, sufficient time for mixing, and SLD accumulation. A neutral atmosphere below 4 km altitude permitted the formation of gravity waves. Further, a stable layer above this altitude blocked development of these gravity waves, so a layer of high concentration of SLD and LWC appeared just beneath cloud top.

The combination of all these factors created an optimal environment for aircraft icing in a small region a few kilometres downwind of the Guadarrama Mountains, between 3500 and 4000 msl.

Conflict of Interests

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

This paper was supported by the following Grants: TECO-AGUA, Micrometeo.com, and Granimetro (CGL2010-15930) and LE220A11-2 and LE003B009 awarded by the Junta de Castilla y León and MINECO. Special thanks are due to Roberto Weigand, Angel Guerrero, Steven Hunter, Analisa Weston and Lauren Giera. The authors would like to thank Canal de Isabel II Gestion, INTA, and CLAEX for the facilities. Sergio Fernández-González acknowledges the grant supported from the FPU program.

References

- [1] S. G. Cober, G. A. Isaac, and J. W. Strapp, "Characterizations of aircraft icing environments that include supercooled large drops," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, no. 11, pp. 1984–2002, 2001.
- [2] B. C. Bernstein, F. McDonough, M. K. Politovich et al., "Current icing potential: algorithm description and comparison with aircraft observations," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 44, no. 7, pp. 969–986, 2005.
- [3] F. T. Lynch and A. Khodadoust, "Effects of ice accretions on aircraft aerodynamics," *Progress in Aerospace Sciences*, vol. 37, no. 8, pp. 669–767, 2001.
- [4] S. G. Cober, J. W. Strapp, and G. A. Isaac, "An example of supercooled drizzle drops formed through a collision-coalescence process," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 35, no. 12, pp. 2250–2260, 1996.
- [5] J. Marwitz, M. Politovich, B. Bernstein et al., "Meteorological conditions associated with the ATR72 aircraft accident near

- Roselawn, Indiana, on 31 October 1994," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, no. 1, pp. 41–52, 1997.
- [6] J.-M. Carrière, C. Lainard, C. Le Bot, and F. Robart, "A climatological study of surface freezing precipitation in Europe," *Meteorological Applications*, vol. 7, no. 3, pp. 229–238, 2000.
 - [7] J. W. Strapp, R. A. Stuart, and G. A. Isaac, "A Canadian climatology of freezing precipitation, and a detailed study using data from St. John's, Newfoundland," in *Proceedings of International Conferences On Aircraft Inflight Icing*, pp. 45–56, Federal Aviation Administration, Springfield, Va, USA, 1996.
 - [8] B. M. Pobanz, J. D. Marwitz, and M. K. Politovich, "Conditions associated with large-drops regions," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, no. 11, pp. 1366–1372, 1994.
 - [9] R. M. Rasmussen, I. Geresdi, G. Thompson, K. Manning, and E. Karplus, "Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: the role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensation nuclei, and ice initiation," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 59, no. 4, pp. 837–860, 2002.
 - [10] A. V. Korolev and G. A. Isaac, "Drop growth due to high supersaturation caused by isobaric mixing," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 57, no. 10, pp. 1675–1685, 2000.
 - [11] B. C. Bernstein, T. A. Omeron, M. K. Politovich, and F. McDonough, "Surface weather features associated with freezing precipitation and severe in-flight aircraft icing," *Atmospheric Research*, vol. 46, no. 1-2, pp. 57–73, 1998.
 - [12] G. J. Huffman and G. A. Norman Jr., "The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation," *Monthly Weather Review*, vol. 116, no. 11, pp. 2172–2182, 1988.
 - [13] R. M. Rauber and L. O. Grant, "The characteristics and distribution of cloud water over the mountains of northern Colorado during wintertime storms. Part II: spatial distribution and microphysical characteristics," *Journal of Climate & Applied Meteorology*, vol. 25, no. 4, pp. 489–504, 1986.
 - [14] R. M. Rauber and A. Tokay, "An explanation for the existence of supercooled water at the top of cold clouds," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 48, no. 8, pp. 1005–1023, 1991.
 - [15] D. C. Rogers, "Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber," *Atmospheric Research*, vol. 29, no. 3-4, pp. 209–228, 1993.
 - [16] A. V. Korolev, G. A. Isaac, S. G. Cober, J. W. Strapp, and J. Hallett, "Microphysical characterization of mixed-phase clouds," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 129, no. 587, pp. 39–65, 2003.
 - [17] G. N. Petersen, J. E. Kristjánsson, and H. Ólafsson, "The effect of upstream wind direction on atmospheric flow in the vicinity of a large mountain," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 131, no. 607, pp. 1113–1128, 2005.
 - [18] M. H. Bauer, G. J. Mayr, I. Vergeiner, and H. Pichler, "Strongly nonlinear flow over and around a three-dimensional mountain as a function of the horizontal aspect ratio," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 57, no. 24, pp. 3971–3991, 2000.
 - [19] R. B. Smith, S. Skubis, J. D. Doyle, A. S. Broad, C. Kiemle, and H. Volkert, "Mountain waves over Mont Blanc: influence of a stagnant boundary layer," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 59, no. 13, pp. 2073–2092, 2002.
 - [20] C. Ramis, R. Romero, V. Homar, S. Alonso, and M. Alarcón, "Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in Catalonia (Spain)," *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 69, no. 1-2, pp. 1–21, 1998.
 - [21] E. García-Ortega, L. Fita, R. Romero, L. López, C. Ramis, and J. L. Sánchez, "Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain," *Atmospheric Research*, vol. 83, no. 2-4, pp. 225–241, 2007.
 - [22] R. F. Reinking, J. B. Snider, and J. L. Coen, "Influences of storm-embedded orographic gravity waves on cloud liquid water and precipitation," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, no. 6, pp. 733–759, 2000.
 - [23] W. A. Cooper and J. D. Marwitz, "Winter storms over the San Juan mountains. Part III: seeding potential," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 19, no. 8, pp. 942–949, 1980.
 - [24] P. A. Vaillancourt, A. Tremblay, S. G. Cober, and G. A. Isaac, "Comparison of aircraft observations with mixed-phase cloud simulations," *Monthly Weather Review*, vol. 131, no. 4, pp. 656–671, 2002.
 - [25] M. K. Politovich, "Aircraft icing caused by large supercooled droplets," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 28, no. 9, pp. 856–868, 1989.
 - [26] S. G. Cober and G. A. Isaac, "Characterization of aircraft icing environments with Supercooled Large Drops for application to commercial aircraft certification," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 51, no. 2, pp. 265–284, 2012.
 - [27] T. Hauf and F. Schröder, "Aircraft icing research flights in embedded convection," *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 91, no. 1-4, pp. 247–265, 2006.
 - [28] D. Baumgardner, J. L. Brenguier, A. Bucholtz et al., "Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: a cook's tour of mature and emerging technology," *Atmospheric Research*, vol. 102, no. 1-2, pp. 10–29, 2011.
 - [29] J. L. Sánchez, R. Posada, E. García-Ortega, L. López, and J. L. Marcos, "A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer," *Atmospheric Research*, vol. 122, pp. 43–54, 2013.
 - [30] D. Baumgardner, H. Jonsson, W. Dawson, D. O'Connor, and R. Newton, "The cloud, aerosol and precipitation spectrometer: a new instrument for cloud investigations," *Atmospheric Research*, vol. 59-60, pp. 251–264, 2001.
 - [31] A. Castro, J. L. Marcos, J. Dessens, J. L. Sánchez, and R. Fraile, "Concentration of ice nuclei in continental and maritime air masses in Leon (Spain)," *Atmospheric Research*, vol. 47-48, pp. 155–167, 1998.
 - [32] B. C. Bernstein, "Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellet events," *Weather and Forecasting*, vol. 15, no. 5, pp. 485–508, 2000.
 - [33] A. V. Korolev, G. A. Isaac, J. W. Strapp, S. G. Cober, and H. W. Barker, "In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 133, no. 628, pp. 1693–1699, 2007.
 - [34] D. M. Schultz and J. A. Knox, "Banded convection caused by frontogenesis in a conditionally, symmetrically, and inertially unstable environment," *Monthly Weather Review*, vol. 135, no. 6, pp. 2095–2110, 2007.
 - [35] R. S. Schumacher, D. M. Schultz, and J. A. Knox, "Convective snowbands downstream of the rocky mountains in an environment with conditional, dry symmetric, and inertial instabilities," *Monthly Weather Review*, vol. 138, no. 12, pp. 4416–4438, 2010.
 - [36] J. T. Moore, A. C. Czarnetzki, and P. S. Market, "Heavy precipitation associated with elevated thunderstorms formed in a convectively unstable layer aloft," *Meteorological Applications*, vol. 5, no. 4, pp. 373–384, 1998.

- [37] K. L. Horgan, D. M. Schultz, J. E. Hales Jr., S. F. Corfidi, and R. H. Johns, "A five-year climatology of elevated severe convective storms in the United States east of the Rocky Mountains," *Weather and Forecasting*, vol. 22, no. 5, pp. 1031–1044, 2007.
- [38] E. Koffi, M. Schneebeli, E. Brocard, and C. Mätzler, "The use of radiometer derived convective indices in thunderstorm nowcasting," IAP Research Report 2007-02-MW, Institut für angewandte Physik, Universität Bern, 2007.
- [39] C. W. Ulbrich, "Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution," *Journal of Climate & Applied Meteorology*, vol. 22, no. 10, pp. 1764–1775, 1983.
- [40] T. L. Clark, "A study in cloud phase parameterization using the gamma distribution," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 31, pp. 142–155, 1973.
- [41] D. S. Wilks, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, 1995.
- [42] A. V. Korolev, G. A. Isaac, I. P. Mazin, and H. W. Barker, "Microphysical properties of continental clouds from in situ measurements," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, no. 576, pp. 2117–2151, 2001.
- [43] H. L. Crutcher, "A note on the possible misuse of the Kolmogorov-Smirnov test," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 14, no. 8, pp. 1600–1603, 1975.
- [44] G. P. Ellrod and A. A. Bailey, "Assessment of aircraft icing potential and maximum icing altitude from geostationary meteorological satellite data," *Weather and Forecasting*, vol. 22, no. 1, pp. 160–174, 2007.
- [45] R. Ashenden, W. Lindberg, J. D. Marwitz, and B. Hoxie, "Airfoil performance degradation by supercooled cloud, drizzle, and rain drop icing," *Journal of Aircraft*, vol. 33, no. 6, pp. 1040–1046, 1996.
- [46] W. R. Sand, W. A. Cooper, M. K. Politovich, and D. L. Veal, "Icing conditions encountered by a research aircraft," *Journal of Climate & Applied Meteorology*, vol. 23, no. 10, pp. 1427–1440, 1984.
- [47] G. Vidaurre and J. Hallett, "Ice and water content of stratiform mixed-phase cloud," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 135, no. 642, pp. 1292–1306, 2009.
- [48] G. D. Modica, S. T. Heckman, and R. M. Rasmussen, "An application of an explicit microphysics mesoscale model to a regional icing event," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, no. 1, pp. 53–64, 1994.
- [49] J. Reisner, R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, "Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 124, no. 548, pp. 1071–1107, 1998.
- [50] W. C. Skamarock, M. L. Weisman, J. B. Klemp et al., "A description of the advanced research WRF version 2," NCAR Tech, 2005.
- [51] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler et al., "The NMC/NCAR 40-year reanalysis project," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 76, pp. 1–37, 1996.
- [52] B. E. K. Nygaard, J. E. Kristjánsson, and L. Makkonen, "Prediction of in-cloud icing conditions at ground level using the WRF model," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 50, no. 12, pp. 2445–2459, 2011.
- [53] G. Thompson, P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall, "Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization," *Monthly Weather Review*, vol. 136, no. 12, pp. 5095–5115, 2008.
- [54] F. Chen and J. Dudhia, "Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity," *Monthly Weather Review*, vol. 129, no. 4, pp. 569–585, 2001.
- [55] Z. Janjic, *The Surface Layer Parameterization in the NCEP Eta Model*, World Meteorological Organization-publications, WMO TD, 4-4, 1996.
- [56] E. J. Mlawer, S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, "Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 102, no. 14, pp. 16663–16682, 1997.
- [57] J. Dudhia, "Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 46, no. 20, pp. 3077–3107, 1989.
- [58] K. A. Browning, "The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development," *Meteorological Applications*, vol. 4, no. 4, pp. 317–324, 1997.
- [59] B. C. Bernstein, T. A. Omeron, F. McDonough, and M. K. Politovich, "The relationship between aircraft icing and synoptic-scale weather conditions," *Weather and Forecasting*, vol. 12, no. 4, pp. 742–762, 1997.
- [60] R. M. Rauber, L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, D. Miller, and K. E. Kunkel, "A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States East of the Rocky Mountains," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, no. 10, pp. 1724–1747, 2001.
- [61] Y.-L. Lin, N.-H. Lin, and R. P. Weglarz, "Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows," *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 49, no. 1-4, pp. 43–67, 1992.
- [62] G. K. Batchelor, *An Introduction to Fluid Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1967.
- [63] R. B. Smith, "Hydrostatic airflow over mountains," *Advances in Geophysics*, vol. 31, pp. 1–41, 1989.
- [64] I. Geresdi, R. Rasmussen, W. Grabowski, and B. Bernstein, "Sensitivity of freezing drizzle formation in stably stratified clouds to ice processes," *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 88, no. 1-2, pp. 91–105, 2005.
- [65] S. E. Koch and C. O'Handley, "Operational forecasting and detection of mesoscale gravity waves," *Weather and Forecasting*, vol. 12, no. 2, pp. 253–281, 1997.
- [66] K. Ikeda, R. M. Rasmussen, W. D. Hall, and G. Thompson, "Observations of freezing drizzle in extratropical cyclonic storms during IMPROVE-2," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 64, no. 9, pp. 3016–3043, 2007.
- [67] G. N. Petersen, H. Olafsson, and J. E. Kristjánsson, "Flow in the lee of idealized mountains and greenland," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 60, no. 17, pp. 2183–2195, 2003.
- [68] C. C. Epifanio and D. R. Durran, "Lee-vortex formation in free-slip stratified flow over ridges. Part II: mechanisms of vorticity and PV production in nonlinear viscous wakes," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 59, no. 7, pp. 1166–1181, 2002.
- [69] R. M. Rauber, "Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of northern Colorado," *Journal of Climate & Applied Meteorology*, vol. 26, no. 4, pp. 488–524, 1987.
- [70] J. D. Marwitz, "Winter storms over the San Juan Mountains. Part I: dynamical processes," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 19, no. 8, pp. 913–926, 1980.

- [71] W. A. Cooper and C. P. R. Saunders, "Winter storms over the San Juan Mountains. Part II: microphysical processes," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 19, no. 8, pp. 927–941, 1980.
- [72] K. Sassen, R. M. Rauber, and J. B. Snider, "Multiple remote sensor observations of supercooled liquid water in a winter storm at Beaver, Utah," *Journal of Climate & Applied Meteorology*, vol. 25, no. 6, pp. 825–834, 1986.
- [73] Z. Cui, A. M. Blyth, K. N. Bower, J. Croisier, and T. Choulaton, "Aircraft measurements of wave clouds," *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 12, no. 20, pp. 9881–9892, 2012.
- [74] N. Song and J. Marwitz, "A numerical study of the warm rain process in orographic clouds," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 46, no. 22, pp. 3479–3486, 1989.
- [75] R. F. Reinking, A. S. Frisch, B. W. Orr, D. L. Korn, L. R. Bissonnette, and G. Roy, "Remote sensing observation of effects of mountain blocking on travelling gravity-shear waves and associated clouds," *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 109, no. 3, pp. 255–284, 2003.

4.2. OBSERVATION OF A FREEZING DRIZZLE EPISODE: A CASE STUDY

Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Observation of a freezing drizzle episode: A case study (2014b), *Atmospheric Research*, 149, 244-254. doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.014.



RESUMEN

Durante el 5 de febrero de 2012 tuvo lugar un episodio de precipitación engelante en la Sierra de Guadarrama, localizada en el centro de la península ibérica. Este fenómeno afectó a las cimas de las montañas, donde las temperaturas permanecían por debajo de 0°C debido a la capa de nieve acumulada durante las nevadas registradas los días previos. Este caso de estudio fue registrado en los SYNOP tomados por el personal del Observatorio del Puerto de Navacerrada (perteneciente a AEMET). Con el objetivo de estudiar los sistemas nubosos invernales durante el proyecto TecoAgua, un radiómetro de microondas multicanal (MMWR), un Micro Rain Radar (MRR-2) y una cámara de nubes fueron instalados en superficie en el área de estudio, permitiendo el monitoreo del episodio de precipitación engelante.

El análisis realizado a través del MSG y los datos de la instrumentación instalada sobre el terreno han permitido determinar los factores desencadenantes del evento de precipitación engelante. La llovizna engelante se intercaló entre el paso de un frente cálido y un posterior frente frío. Durante el paso de los sistemas frontales, la presencia de nubes en niveles medios inhibió la generación de llovizna engelante, registrándose nevadas en el área de estudio. Sin embargo, durante el periodo de tiempo que transcurrió entre el paso de ambos frentes, la ausencia de nubosidad en niveles medios permitió la formación de llovizna engelante causada por la persistente nubosidad orográfica en niveles bajos causada por un continuo flujo húmedo a barlovento. Los factores decisivos en la generación de llovizna engelante fueron una elevada humedad en niveles bajos, corrientes verticales débiles a barlovento causadas por la orografía y el viento perpendicular a la misma, estabilidad atmosférica en niveles medios en el intervalo entre ambos frentes, temperaturas de techo nuboso superiores a -15°C y bajas concentraciones de IN.



Observation of a freezing drizzle episode: A case study

S. Fernández-González^{a,*}, F. Valero^a, Jose L. Sanchez^b, E. Gascón^b, L. López^b,
E. García-Ortega^b, A. Merino^b

^a Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera, Facultad de CC Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain

^b Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, 24071 León, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 May 2014

Accepted 28 June 2014

Available online 04 July 2014

Keywords:

Freezing drizzle

Cloud chamber

Radiometer

Micro Rain Radar-2

MSG

ABSTRACT

On 5 February 2012 an episode of freezing precipitation took place in the Guadarrama Mountains, at the center of the Iberian Peninsula. This precipitation affected high elevations, where temperatures remained below freezing because of snow cover that had accumulated from snowfall during the previous days. The case study was recorded by surface synoptic observations (SYNOP) at Navacerrada Pass meteorological observatory (belonging to the National Weather Service of Spain). To study winter cloud systems during the TEcoAgua project, a multichannel ground-based microwave radiometer (MMWR), Micro Rain Radar (MRR-2), and isothermal cloud chamber were installed in the study area, thus permitting the monitoring of the freezing precipitation event.

Analysis using Meteosat Second Generation (MSG) satellite data and observations permitted the determination of factors that triggered the freezing precipitation event. Freezing drizzle was interspersed with the passage of a warm and cold front. During frontal passage, mid-level clouds inhibited the generation of freezing drizzle, with snowfall recorded in the study area. However, during the period between the two fronts, an absence of mid-level clouds permitted low-level orographic clouds to persist upwind of the mountain system, producing freezing drizzle at the surface. The decisive factors for the generation of freezing drizzle were high humidity at low levels, weak mesoscale updrafts caused by the topography, stability at mid levels, cloud-top temperatures warmer than -15°C , and low concentrations of ice nuclei.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Freezing precipitation (freezing rain, freezing drizzle or ice pellets) causes an accumulation of ice on the ground, which poses a threat to human activities such as road, rail, and aviation (landing and takeoff) transport. This precipitation can negatively affect homes, infrastructure and wind power generation, and cause power outages (Norrman et al., 2000; Juga et al., 2012).

On the European continent, the highest frequencies of freezing precipitation are in Central Europe, whereas in southwestern Europe such precipitation is almost completely

restricted to mountainous areas (Carrière et al., 2000). A possible increase in the frequency and severity of freezing precipitation events in coming decades cannot be ruled out in regions that are now less frequently affected, and even regions previously free of this phenomenon may be impacted (Arctic Climate Impact Assessment, 2004).

There are two possible mechanisms for the formation of freezing precipitation. First is known as the warm nose, in which solid-phase hydrometeors melt to form rain or drizzle as a result of crossing a layer of above-freezing air (Huffman and Norman, 1988). In the second mechanism, supercooled droplets form by condensation. Once the droplets reach sizes more than $40\text{ }\mu\text{m}$, they begin to grow via collision and coalescence with other droplets, quickly producing drizzle drops (Pruppacher and Klett, 1997). In this mechanism, cloud

* Corresponding author. Tel.: +34 987293134.

E-mail address: sferg@unileon.es (S. Fernández-González).

tops generally have temperatures warmer than $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, which are unfavorable to crystallization processes, so the hydrometeors generally do not become solid (Bernstein, 2000). The second mechanism often results in freezing drizzle. A front is not necessary to produce freezing drizzle, nor is a warm layer with temperatures warmer than $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ above a temperature inversion layer at the surface (Rauber et al., 2000).

Factors needed to form freezing drizzle are cloud tops of $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ or warmer, narrow cloud thickness, weak mesoscale uplift, stably stratified conditions, high relative humidity (RH) at low levels, and low concentrations of both ice crystals and ice nuclei (Cober et al., 1996; Ellrod and Bailey, 2007).

During a field campaign including the day studied herein, daily ground measurements were made of ice nuclei (IN) concentration using an isothermal cloud chamber. IN concentration is a limiting factor in the process of glaciation; low concentrations favor freezing precipitation. For decades, IN concentration has principally been measured using the following techniques: particle capture on supercooled droplets, the drop freezing technique, continuous-flow ice thermal diffusion chamber, static isothermal cloud chamber, and particle sampling on filters followed by processing in static or dynamic chambers (Santachiara et al., 2010).

A multichannel ground-based microwave radiometer (MMWR) was installed in the Guadarrama Mountains during the TEcoAgua project to study in detail factors associated with freezing precipitation, through continuous logging of profiles of temperature, humidity and liquid water content (Solheim et al., 1998). This instrument has the advantage of high-frequency sampling of thermodynamic profiles, and can take measurements up to 10 km above the surface, with spatial resolution 50–250 m (Sánchez et al., 2013). Continuous measurement of water vapor and liquid water content (LWC) is useful because of their influence on cloud formation (Friedrich et al., 2012), and is therefore helpful for monitoring freezing precipitation events.

Finally, for cloud system observation, a Micro Rain Radar (MRR-2) was installed in the study area. Detection of freezing drizzle using radar is complex, because its reflectivity is similar to that of light snow (Straka et al., 2000). Moreover, there is an absence of a reflectivity bright band in cases with no warm layer (Lackmann et al., 2002). Cha et al. (2009) reported that unrimed snow growth leads to low-density snow particles, whereas higher density particles appear when snow particle growth is more affected by riming (snow growth by accretion of supercooled cloud droplets).

In recent years, the use of geostationary satellites to study cloud microphysical characteristics has increased because these facilitate determination of cloud top particle size and temperature, from which cloud-top phase may be obtained (Lensky and Rosenfeld, 2008). The study of the evolution of vertical profiles from the Meteosat Second Generation (MSG) satellite, which uses albedo in the $3.9\text{ }\mu\text{m}$ channel and brightness temperature (BT) in the $10.8\text{ }\mu\text{m}$ channel, can be used to estimate cloud phase (Drori and Lensky, 2010). This phase determines the type of precipitation at the surface. The use of red–green–blue (RGB) composite satellite images aids the understanding of processes that trigger precipitation (Lensky and Rosenfeld, 2003). We used such techniques to analyze the evolution of the microphysics and cloud vertical dimension during the freezing event described herein.

On 5 February 2012, a freezing drizzle episode was recorded between 11:00 and 13:30 UTC. This event occurred during a data-collection campaign pertaining to winter cloud systems that was part of the TEcoAgua project during the winter of 2011–2012 in the Guadarrama Mountains. This freezing precipitation event was between two snowfall periods at the surface, owing to the passage of first a warm front and then a cold front.

This article is organized as follows: Section 2 describes the study area and instrumentation is defined in Section 3. Section 4 contains observations from each instrument used in the field campaign. Finally, Section 5 summarizes the conclusions.

2. Study area

The TEcoAgua project experimental campaign included data collection on winter cloud systems in the Guadarrama Mountains, which are at the center of the Iberian Peninsula (Fig. 1). This mountain range has a southwest–northeast orientation, with maximum altitudes above 2000 m.a.s.l.

During winter 2011–2012, both the MMWR and MRR-2 were situated at $40^{\circ}47'32.36''\text{N}$, $4^{\circ}0'38.43''\text{W}$. This instrumentation was only 800 m northwest of Navacerrada Pass, at altitude 1880 m.a.s.l. This pass connects the provinces of Madrid and Segovia, and the Lozoya Valley. Owing to Navacerrada's proximity (less than 50 km) to a major urban center (Madrid), it has a large influx of tourists, especially during winter since it is the main access to two ski areas. This increases vulnerability to weather-risk situations, such as heavy snow or freezing precipitation.

The isothermal cloud chamber was installed in the Lozoya Valley near Pinilla Reservoir, at $40^{\circ}56'48.95''\text{N}$, $3^{\circ}46'36.59''\text{W}$ and 1100 m.a.s.l. This was only 26 km in a straight line from the instrumentation at Navacerrada Pass.

3. Instrumentation

3.1. Isothermal cloud chamber

Under the framework of the field campaign in the Guadarrama Mountains during winter 2011–2012, IN concentration at ground level was measured daily to analyze its connection with precipitation. The isothermal cloud chamber has a cylindrical tank with capacity 11 L. It also has a thermostat for setting the temperature at which nucleation processes will take place. IN concentration was measured at $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$. At the bottom of the cloud chamber is placed a tray with a solution of distilled water, sugar and glycerin. Then, the humidity in the atmosphere inside the tank is saturated using a light bulb surrounded by wet gauze. Ice crystals form and fall, and are measured over the tray. More details on this procedure are given in Castro et al. (1998).

3.2. Multichannel ground-based microwave radiometer (MMWR)

A MMWR (MP-3000A, manufactured by Radiometrics Corporation) was used to obtain continuous vertical profiles (with temporal resolution 2.5 min) of temperature, humidity, liquid water content and water vapor density, up to a height of 10 km. The data used were along the MMWR zenith. Data collected by this instrument in the Guadarrama Mountains

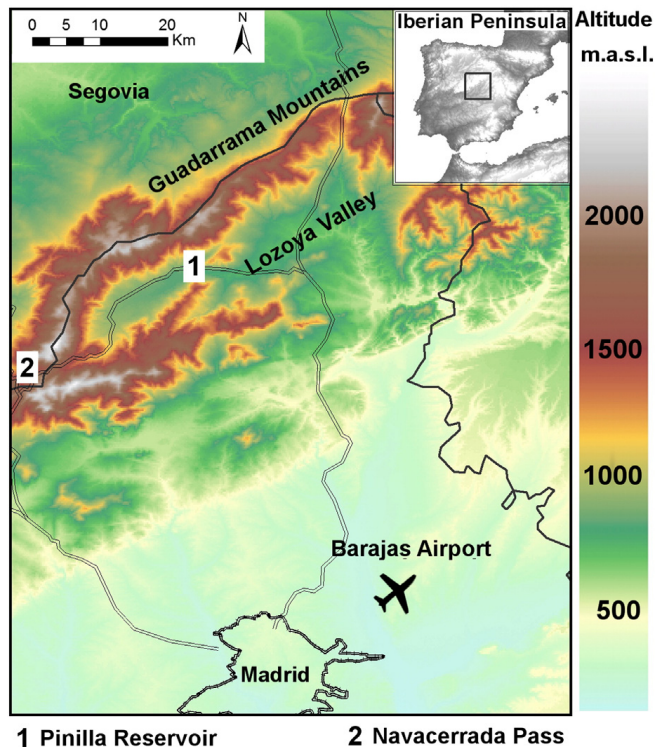


Fig. 1. Guadarrama Mountains, Lozoya Valley and location of instrumentation.

were compared with soundings from the Madrid–Barajas Airport, and were found to be satisfactory (Sánchez et al., 2013).

The MP-3000A is a passive measurement instrument that does not emit any radiation. It uses 35 observation channels to obtain profile retrievals: 21 within K-band (22–30 GHz) and 14 within V-band (51–59 GHz). A more detailed description of this instrument is given in Hewison (2007).

3.3. Micro Rain Radar (MRR-2)

The MRR-2 operates with electromagnetic radiation at K-band, with frequency 24.230 GHz. It is a vertically pointing, frequency-modulated continuous wave (FM-CW) Doppler radar (Peters et al., 2002). The instrument is capable of measuring rain rate (via integration over drop size) plus reflectivity and water content in the atmosphere. Because the radar operates at wavelength 12.4 mm, it can overestimate the water content of snowflakes and riming snow. Thus, layers of riming can be clearly recognized by a maximum of water content (Brandes et al., 2008).

In our field campaign, MRR-2 vertical resolution was established at 100 m to obtain data from the first 3100 m above the instrument (approximately the first 5 km of the troposphere), the layer in which most winter clouds develop over the study area. Temporal resolution of the data is 1 min. The antenna was heated, thereby preventing the formation of ice and errors that would result. A more detailed description of this instrument is given in Peters et al. (2005).

3.4. MSG

Data from geostationary satellites enables the observation of the horizontal extent of supercooled clouds, thereby

reducing over-prediction of freezing precipitation commonly found in numerical weather prediction models (Thompson et al., 1997). Using MSG data with temporal resolution 15 min together with Nubes software (PRAPRO, 2009), dispersion profiles were calculated for an area 21×21 pixels around a reference point at Navacerrada Pass. In these profiles, the Y-axis represents BT in the $10.8 \mu\text{m}$ channel and the X-axis albedo in the $3.9 \mu\text{m}$ channel. Reflectance in the latter channel was converted to albedo using the Lambert method, to avoid dependence on solar zenith angle. In the daytime, shortwave infrared (SWIR) data contain contributions from both emitted thermal and reflective solar energy (Ellrod and Bailey, 2007). Thermal emission at $3.9 \mu\text{m}$ was subtracted to use only the solar reflected component (Nakajima and Nakajima, 1995). Dispersion diagrams have been used to study microphysical characteristics of clouds over the study area, to discriminate whether cloud tops are in liquid or solid phase (Lee et al., 1997). We preferred to use albedo rather than hydrometeor radius, because albedo is a direct measurement and eliminates possible deviations arising from the algorithm for calculating the radius.

Rosenfeld and Lensky (1998) developed a technique to analyze formation processes using RGB composites. This technique is based on the study of the evolution of cloud-top effective radius with height (or cloud-top temperature). In this study, we used the RGB composite known as the “Day Natural Colors” color scheme, which is composed of $1.6 \mu\text{m}$ channel reflectance in the red beam, $0.8 \mu\text{m}$ in the green, and $0.6 \mu\text{m}$ in the blue (Lensky and Rosenfeld, 2008).

4. Observation

The freezing precipitation was discovered upon checking the MMWR, which was producing an error because a continuous layer of smooth ice had covered its radome. Also, the freezing event was observed by the staff of the Spanish national weather service weather station at Navacerrada Pass, a few meters from where most of the TEcoAgua project instrumentation was installed. Table 1 presents a summary of surface synoptic observations (SYNOP) reports prepared by the weather service staff on the day in question, described in more detail below. The reliability of these data is very high because they were recorded manually by highly trained personnel, and are therefore more accurate than data from automated stations (Durre et al., 2010).

The SYNOP at 6:00 UTC indicates the presence of fog, but there was no precipitation. Orographic clouds were caused by wind flowing perpendicular to the topographic barrier all day, with speeds between 20 and 30 km h^{-1} . Cloud base was below 1880 m.a.s.l., the altitude of the weather station. The study area was covered by orographic clouds throughout the day, so RH was close to 100%. The SYNOP reveals a continuous layer of snow about 4 cm thick, the result of light snowfall during previous days. Snow cover at the surface is a key factor for freezing precipitation, since this is favorable to the formation of a temperature inversion in the first few meters above the surface, which prevents temperatures warmer than freezing. This resulted in a maximum temperature that day of -1.2°C , which caused liquid precipitation that fell between 11:00 and 13:30 UTC to freeze upon contact with the surface.

At 9:00 UTC, light snowfall was recorded, and the temperature began to rise, reaching -7.6°C . The SYNOP at 12:00 UTC indicated freezing drizzle, with 2 mm of accumulated precipitation recorded during the prior 6 h; this was from both light snow and freezing drizzle. At that time, the temperature was -4.5°C , so the drizzle particles froze upon reaching the surface.

The SYNOP at 15:00 UTC indicated moderate snow, and surface pressure continued to fall. Upon reaching a maximum of -1.2°C during earlier hours, the temperature also began to decline. Finally, measurements at 18:00 UTC revealed 12 mm of accumulated precipitation since 12:00 UTC, with moderate snow caused by post-frontal showers. After frontal passage, surface pressure began to rise.

Snow depth reached 10 cm, with 6 cm of new snow accumulated between 6:00 UTC and 18:00 UTC. It is estimated that 2 mm was from freezing drizzle and 12 mm in the form of snow (from MRR-2 data). The fact that 12 mm of this snow accumulated only 6 cm at the surface indicates that it was very wet, which may be indicative of intense riming.

4.1. Isothermal cloud chamber observations

At 12:00 UTC on 5 February 2012, a concentration of 15 IN L^{-1} was measured in the isothermal cloud chamber (Fig. 2) in the Pinilla Reservoir. By this time, a thermal inversion that had formed during early morning in the valley had disappeared (after reaching -1.5°C during the night, surface temperature had risen to 4°C by 12:00 UTC). Therefore, this IN measurement is representative of conditions in the Guadarrama Mountains during the freezing drizzle episode. The low IN concentration hindered glaciation processes, thereby facilitating LWC accumulation in the orographic cloud, causing the freezing drizzle.

The IN concentration recorded on 5 February was even below the already very low average concentration (15.4 IN L^{-1}) of active IN measured during the winter 2011–2012 data collection campaign. This concentration is a rather low value for glaciating the cloud. Similar results were obtained by Fernández-González et al. (2014), who recorded an average of 16 IN L^{-1} at -23°C at the center of the Iberian Peninsula on a day when there were also icing conditions. This low concentration facilitated LWC accumulation in the orographic cloud, which caused the freezing drizzle by impeding nucleation processes. Cloud top temperature during the freezing drizzle episode was warmer than -15°C , which would lead one to expect a much lower concentration of active IN at that temperature than that measured at -23°C in the isothermal cloud chamber, as indicated by Castro et al. (1998).

4.2. MMWR measurements

On the day under study, freezing drizzle caused an accumulation of a 2-mm layer of ice on the MMWR radome. Accumulated rain, ice and snow on a radome can cause errors of BT measured by the MMWR, leading to overestimation of LWC (Woods et al., 2005). The MMWR has a fan to prevent the accumulation of raindrops and snowflakes on the radome. However, the drizzle drops froze immediately upon contact with the radome, so the fan could not prevent ice accumulation. Therefore, data between 11:45 and 16:00 (when the ice layer was manually removed) are invalid and were eliminated from our analysis. Ware et al. (2013) recommends the use of off-zenith observations to reduce error caused by the accumulation of ice on the radome. However, this approach could not be used in this case since the top, windward and lee sides of the radome were covered with ice.

Fig. 3 shows the temperature and RH at 3000 m.a.s.l., used to detect the passage of frontal systems at mid levels of the troposphere. The gap between 11:45 and 16:00 UTC is from the data removal described in the last paragraph. During early morning, the MMWR detected a gradual rise in RH and temperature, owing to the arrival of a warm front. Beginning at 10:45 UTC, there was a sharp decrease of RH, indicating that the warm front had already passed over the Guadarrama Mountains, and the clouds disappeared at mid levels (there was no saturation with respect to ice or liquid water). A drying out of the air mass at upper levels led to this dissipation (Wood, 2012), producing warmer cloud-top temperatures and hindering glaciation processes. In the same way, the temperature rose significantly upon the arrival of the warm air mass behind the front. This occurred immediately before the radome icing.

After the ice layer was removed from the radome at 16:00, the MMWR was able to take valid measurements. The RH was greater than 80% at 3000 m.a.s.l., indicating clouds at mid levels. The temperature had dropped moderately and continued to decline, which signaled the arrival of a cold front. After the passage of this front (after 17:00 UTC), RH at 3000 m.a.s.l. was about 70%, with oscillations owing to the absence or presence of post-frontal showers. The temperature continued to fall because of the cold air mass behind the front.

Finally, around 19:30 UTC the RH at 3000 m.a.s.l. dropped suddenly, indicating that the mid-level clouds had disappeared. The temperature began to recover after passage of the cold air mass.

Thermodynamic profiles (Fig. 4) were recorded by the MMWR before the radome icing and after the ice layer was removed. Air temperature (red curve) and dew point temperature (blue curve) are shown. Throughout the study period (excluding the “erroneous” data), the MMWR detected a saturated layer between the surface and 3000 m.a.s.l. (with

Table 1
Summary of SYNOP reports on 5 February 2014 at Navacerrada Pass.

Time UTC	Temperature $^{\circ}\text{C}$	RH %	Precipitation mm	Observation	Snow depth	Pressure hPa	Wind km h^{-1}
06	-8.2	93	0	Fog	4 cm	816.4	22 N
09	-7.6	94	–	Light snow	–	815.9	30 NW
12	-4.5	99	2 (6 h)	Freezing drizzle	–	814.9	28 N
15	-3.0	100	–	Moderate snow	–	813.1	20 NW
18	-3.2	100	12 (6 h)	Moderate snow	10 cm	814.3	26 N

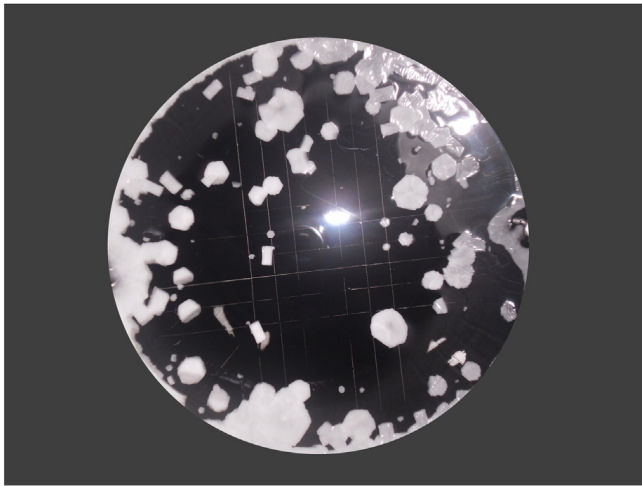


Fig. 2. IN concentration during morning of 5 February 2012.

slight variations of the orographic cloud top), with LWC $0.1\text{--}0.2\text{ g m}^{-3}$. These values are characteristic of orographic clouds (Asuma et al., 2000).

The profile at 8:00 UTC reveals saturation in only the first few meters above the surface. This is related to the layer of orographic clouds affecting the first few hundred meters above the surface at that time. At mid-tropospheric levels the RH remained low, so no clouds appeared above the orographic cloud layer. In addition, a strong temperature inversion formed during early morning and continued through the morning.

At 9:30 UTC, the warm frontal passage increased moisture at mid and upper levels, forming clouds there. At that time, light snowfall was recorded in the Guadarrama Mountains. This profile reveals a stable layer around 750 hPa, which separated the orographic cloud layer from the mid cloud layer. Snowfall intensity was weak throughout the morning since most ice crystals falling from upper levels likely disappeared by sublimation in the absence of saturation in the stable layer. Ice crystals from the upper cloud had to be sufficiently large and in sufficient concentration to traverse the unsaturated layer, thereby having a significant effect on the elimination of supercooled liquid water from the orographic cloud (Geresdi et al., 2005).

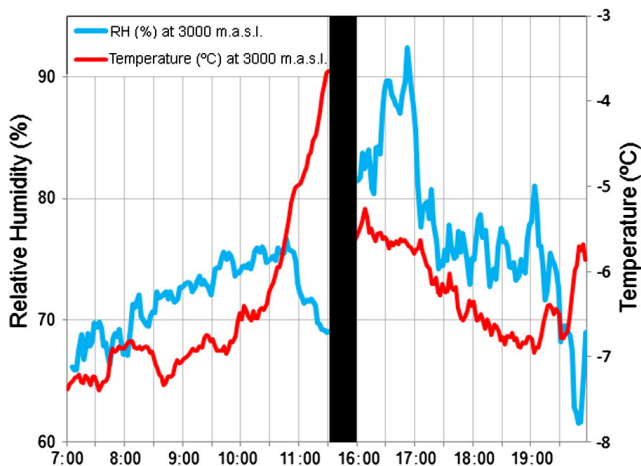


Fig. 3. RH and temperature recorded by MMWR on 5 February 2012.

After the warm frontal passage (11:00 UTC), there was a decrease of RH at mid levels upon the arrival of a warm, dry air mass, indicating dissipation of frontal clouds at those levels. However, orographic clouds persisted because the moisture supply was maintained at low levels (as seen in the profile), with saturation with respect to liquid water in the first few hundred meters above the surface. The small vertical extent of the orographic cloud caused the cloud-top temperature to be as warm as about $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, which hampered microphysical processes conducive to glaciation, thereby favoring freezing drizzle. In addition, the profile shows a stable layer around 4000 m.a.s.l., which prevented the ascent of vertical currents and precluded the development of mid-level clouds.

The approach of the cold front (11:30 UTC) caused moisture to increase at low levels, allowing greater vertical development of orographic clouds. However, warm and dry air continued to enter at mid levels, preventing the development of clouds at mid-tropospheric layers. Cloud top temperature remained around $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, which hampered glaciation processes; the orographic clouds mostly remained in liquid phase, resulting in freezing drizzle at the surface.

The cold front (profile at 16:30 UTC) brought with it abundant clouds at mid-tropospheric levels, resulting in the development of ice crystals at those levels, which produced moderate snowfall in the Guadarrama Mountains via riming and vapor deposition. The proximity of the dew point temperature to air temperature indicates saturation with respect to ice, which may have promoted ice crystal growth by vapor deposition, as indicated by Hirasawa et al. (2013). However, a narrow stable layer is evident in the profile around 4000 m.a.s.l. This layer blocked updrafts at higher elevations; thus, the cloud top was limited at this altitude, as was later verified by analysis using satellite and radar. With increasing instability just after passage of the front, the stable layer at about 750 hPa weakened, allowing the development of post-frontal showers. After frontal passage, dry air arrived, causing the clouds at mid levels to dissipate again, leaving a thin layer of orographic clouds and weakened precipitation (18:00 UTC).

Rauber et al. (2000) observed freezing precipitation at the surface using soundings in which the temperature profile was colder than $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ throughout the troposphere. This is consistent with the MMWR data during the study day. This suggests that freezing drizzle precipitation was produced by condensation and collision-coalescence without fusion of solid-phase hydrometeors, since there was no tropospheric layer with temperatures warmer than freezing.

These results provide some idea of the importance of using MMWR to continuously measure vertical profiles of temperature and humidity in the study of freezing precipitation episodes, and for possible applications to short-term forecasting.

4.3. Micro Rain Radar observations

MMR-2 observations permit differentiation of cloud phase to identify rain, snow and phase changes within mixed clouds (Kneifel et al., 2011).

Fig. 5 shows the MRR-2 observations in the vertical. The top of the figure displays reflectivity (dBZ) and rain rate

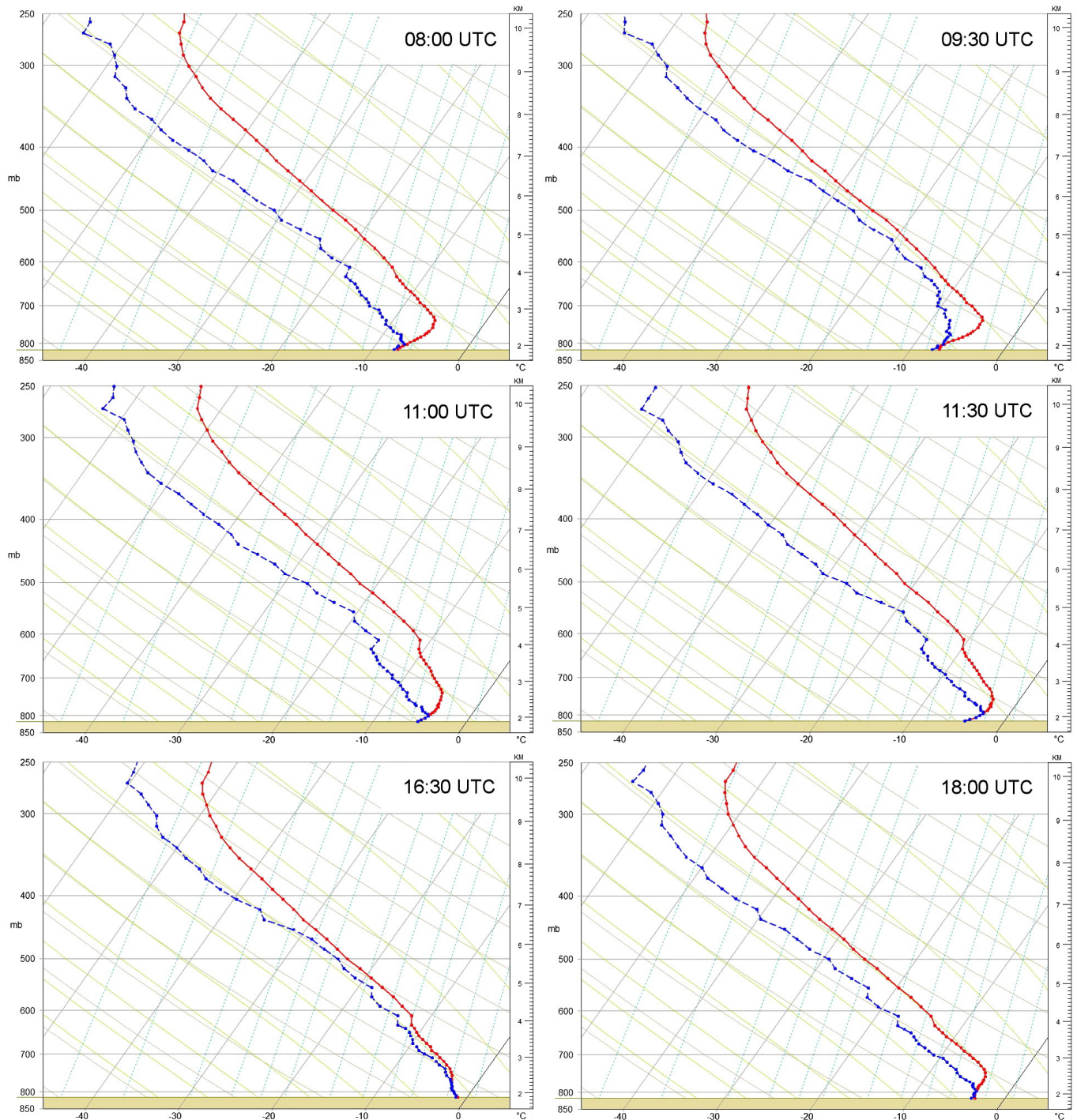


Fig. 4. Temporal evolution of vertical profiles recorded by the MP-3000A on 5 February 2012. Red curve represents air temperature and blue curve the dew point temperature.

(mm h^{-1}) is shown at the bottom. During nearly the entire analyzed interval, there was a narrow layer of orographic clouds caused by moisture accumulation at the north face of the topographic barrier. From 8:00 UTC to 11:00 UTC, the MRR-2 detected the presence of mid-level clouds caused by frontal passage, producing light snowfall in the study area. However, the distance between the two cloud layers was considerable at various times, so most ice crystals falling from

the upper layer may have disappeared by sublimation before reaching the orographic cloud. This is consistent with the very low intensity of recorded rainfall.

After the passage of the warm front, the MRR-2 no longer detected mid-level clouds. All clouds between 11:00 and 13:30 UTC were in the first 500 m above the surface, and these were therefore in liquid phase since they had relatively warm tops, which prevented glaciation. This period was the

episode of freezing drizzle. Reflectivities measured by the MRR-2 were very low (~ 10 dBZ), and they remained relatively uniform for about 2 h. Owing to the absence of large ice crystals, radar echoes from freezing drizzle are usually between 0 dBZ and 10 dBZ, and they have a uniform spatial distribution and small vertical gradient compared with echo characteristic of solid or mixed phase (Ikeda et al., 2009).

With the approach of the cold front that affected the study area between 13:30 and 16:00 UTC, in addition to the increasing low-level reflectivity values, clouds began to appear at mid levels. As a result, there was a moderate snowfall in the Guadarrama Mountains. Between 17:00 and 19:00 UTC, post-frontal showers were recorded, caused by instability following the cold front passage.

Reflectivities around 5 dBZ are characteristic of icing conditions because of the presence of supercooled water drops (Ikeda et al., 2007), which allows us to distinguish periods of precipitation as snow (8:00–11:00 UTC and 13:30–19:00 UTC) and as freezing drizzle (11:00–13:30 UTC).

The bottom of Fig. 5 displays how the rain rate increased considerably during the periods of mid-level clouds. Woods et al. (2005) stated that synergistic interactions between frontal and orographic precipitation should increase scavenging of cloud liquid water above an orographic barrier, increasing rain rate to 1 mm h^{-1} . This increase is attributable to riming (Wetzel et al., 2004). Regions of reflectivity maxima in Fig. 5 could be due to accretion and growth of hydrometeors by riming and deposition (Henson et al., 2007). These reflectivity maxima may be attributed to an orographic enhancement of precipitation associated with frontal passage over mountain ranges (Houze and Medina, 2005). This is consistent with processes involving ice crystals descending to orographic cloud formed by supercooled water drops and becoming coated by a thin layer of water. Therefore, radar images can overestimate reflectivity when

sampling ice crystals coated by rime, as if the entire hydrometeor were in liquid phase. A mixture of ice, air, and water causes peaks of radar reflectivity greater than those produced by a change from solid to liquid phase (Fabry and Zawadzki, 1995). The riming process between snow particles and supercooled water drops can be identified by high-density hydrometeors (Zawadzki et al., 2005). Lowenthal et al. (2011) indicated that riming and deposition mainly develop in the first 500 m above a mountain in the case of orographic clouds, which coincides with our MRR-2 observation.

Fig. 5 shows that cloud thickness increased sharply with the arrival of the warm front in the morning, and decreased dramatically after frontal passage. During maximum cloud thickness, light snow fell at Navacerrada Pass. Upon cloud thickness decreasing to 1000 m (even briefly to 500 m), the snow ceased and freezing drizzle began. With cold front arrival in the afternoon, cloud thickness returned to around 2000 m, with snowfall again recorded at the surface. Finally, cloud thickness oscillated around 1000 m during the post-frontal showers (16:30–18:30 UTC). Thus, it is clear that cloud thickness is a crucial factor for ice crystal formation. Moderate thickness prevents the proper development of nucleation as well as aggregation, accretion, and deposition processes. In agreement with our results, Cober et al. (1996) stated that freezing drizzle is associated with thick stratiform cloud (about 1000 m or less) with cloud-base and cloud-top temperatures -7.5°C and -12°C , respectively.

4.4. MSG imagery

An approximation of cloud-top temperature and a determination of cloud phase can be obtained using infrared window channels (Ellrod and Bailey, 2007). Liquid water droplets tend to accumulate near the tops of stratiform cloud layers, so they can be identified using satellite data. However, a

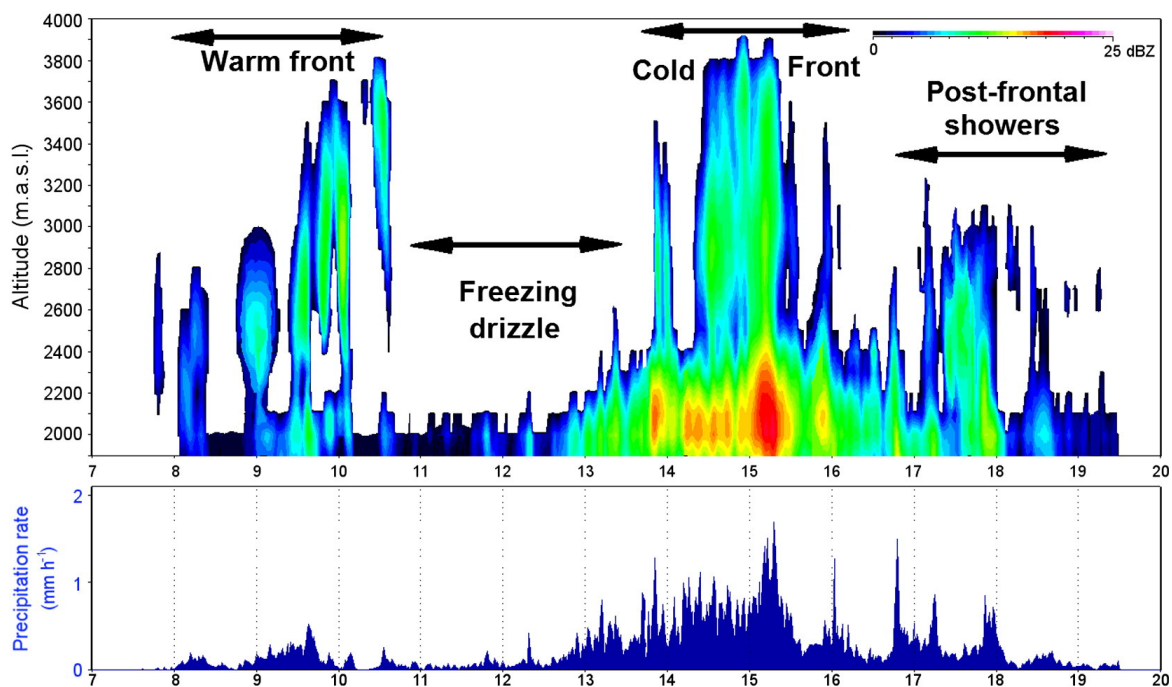


Fig. 5. Reflectivity (dBZ) and rain rate (mm h^{-1}) recorded by MRR-2 on 5 February 2012.

drawback of satellite imagery is the obscuration of supercooled clouds by overlying cirrus (Raubert and Tokay, 1991).

The 3.9- μm channel of the MSG has interesting applications to the study of cloud microphysical characteristics because, owing to the different absorption properties of water and ice clouds in this channel, it is possible to determine cloud-top phase and hydrometeor size (Setvák et al., 2003; Lensky and Rosenfeld, 2006). Near Infrared (NIR) channels can be used to determine the phase of cloud tops by differences of emitted infrared radiance between ice and water clouds at night, and solar reflectance differences during daytime. Since water droplets are more reflective than ice cloud particles at 4.0 μm , discrimination of cloud phase is possible using satellite data (Allen et al., 1990). For a given cloud optical thickness, reflectance (and thus albedo) in the NIR is greater for liquid droplets than for ice-phase particles. Likewise, albedo decreases drastically as hydrometeor size increases, because radiation absorption increases for both liquid and solid phase (Cattani et al., 2007).

Based on the dispersion diagrams, it is possible to determine hydrometeor phase (from albedo values) and their vertical distributions (from temperature values obtained from the 10.8- μm channel). The dispersion diagram displays the cloud vertical extent based on temperature values measured with the 10.8- μm channel (the temperature can be checked to see whether it is below 0 °C) and the size and phase of cloud hydrometeors based on albedo. Vertical dispersion profiles indicate weakening updrafts and precipitation initiation, whereas inclined profiles reveal updrafts and thus microphysical processes such as diffusional growth, collision-coalescence, and riming (Rosenfeld et al., 2008).

Fig. 6 shows that at 9:30 UTC, solid-phase hydrometeors prevailed since there were low albedos (López et al., 2010a). The cloud vertical structure from the satellite data confirms the existence of middle and high clouds. The vertical profile indicates no significant updrafts but precipitation, which at that time was light snow. It is likely that by this time, there were low orographic clouds north of the Guadarrama Mountains (as detected by the MMWR and MRR-2), although none were detected in the profile because they may have been obscured by the middle and high clouds.

The dispersion diagram at 11:30 UTC coincides with the freezing drizzle event. After warm frontal passage, cloud-top temperature increased when the middle and high clouds dissipated. The presence of particles with high albedo indicates a prevalence of supercooled water drops. The profile slope suggests the presence of updrafts at low levels (López et al., 2010b). Cloud tops with temperature -12 °C prevent the proper development of glaciation, inhibiting ice crystal formation and leading to a prevalence of supercooled drops. Updrafts indicated by the profile slope favors the growth of cloud droplets by collision-coalescence, thereby forming supercooled large drops that accumulate near cloud top. Some of these supercooled large drops attained precipitation sizes, thereby generating freezing drizzle.

With arrival of the cold front (profile at 15:00 UTC) the cloud-top temperature again decreased, reaching -25 °C or colder. This is attributable to mid-level cloud development. The diagram at 15:00 UTC shows a drastic reduction of LWC because, although there were particles with high albedo, those with low albedo (representing solid-state hydrometeors)

prevailed. Thus, freezing precipitation was impeded from falling, and became snow. This may be because the mid-level clouds seeded the orographic cloud below, reducing LWC by incorporating it into ice crystals via riming. Moreover, the presence of ice crystals reduces water vapor saturation with respect to the liquid droplets, causing their evaporation. This water vapor becomes part of the ice crystals by vapor deposition, when there is water vapor saturation with respect to ice. LWC is thereby reduced by the Bergeron–Findeisen process.

As described in Section 3 on instrumentation, we used the Day Natural Colors RGB color scheme to study microphysical characteristics of clouds in the study area during the study day. Land with no vegetation appears as brown color because of its higher reflectance in the 1.6- μm channel relative to 0.8 μm , and vegetation appears green because of its higher reflectance at 0.8 μm (green beam). Ice clouds and snow at the surface appear cyan, owing to the high absorbance of ice at 1.6 μm . However, the high reflectance of water particles in the three bands used makes water clouds appear white (Lensky and Rosenfeld, 2008).

Fig. 7 displays the Day Natural Colors composite on 5 February 2012. The black box indicates where freezing precipitation was recorded in the vicinity of Navacerrada Pass. At 9:30 UTC with passage of the warm front, the cyan color in the image indicates solid-phase clouds, which coincides with the middle and high clouds observed in the vertical profiles from the satellite. The presence of orographic clouds below the mid-level cloud layer cannot be ruled out, as a continuation of those observed west of the study area, upwind of the topographic barrier. These orographic clouds were in liquid phase, since they appear white.

After the warm frontal passage and before the arrival of the cold front (image at 11:30 UTC), a narrow band of liquid-phase clouds appeared over the study area (white color), upwind of the Guadarrama Mountains. This low cloud layer (as seen in the vertical profiles) was responsible for the freezing drizzle. In the inset at the upper left of Fig. 7 (showing the entire Iberian Peninsula), it is seen that at that time, the study area was between the warm front (which had already passed the study area and was moving southward) and cold front (which was approaching from east to west).

Finally, in the image at 15:00 UTC taken during passage of the cold front, solid-phase clouds reappear (clouds over the study area, colored cyan). Under the ice-phase cloud layer, a layer of orographic clouds of liquid phase likely remained, a continuation of the liquid-phase clouds (white) to the west of the Guadarramas, where the cold front had not yet arrived. There was a strong Föhn effect, indicated by the absence of clouds downwind of the mountains, which hindered the penetration of the cold front south of the barrier.

5. Conclusions

Low-level moisture produced low clouds on the north side of the Guadarrama Mountains. Atmospheric stability at mid-tropospheric levels recorded by the MMWR during a freezing drizzle period prevented clouds from developing above orographic clouds. Cloud-top temperature was about -12 °C, which hindered ice crystal formation by glaciation. Glaciation was also impeded by low IN concentration. In

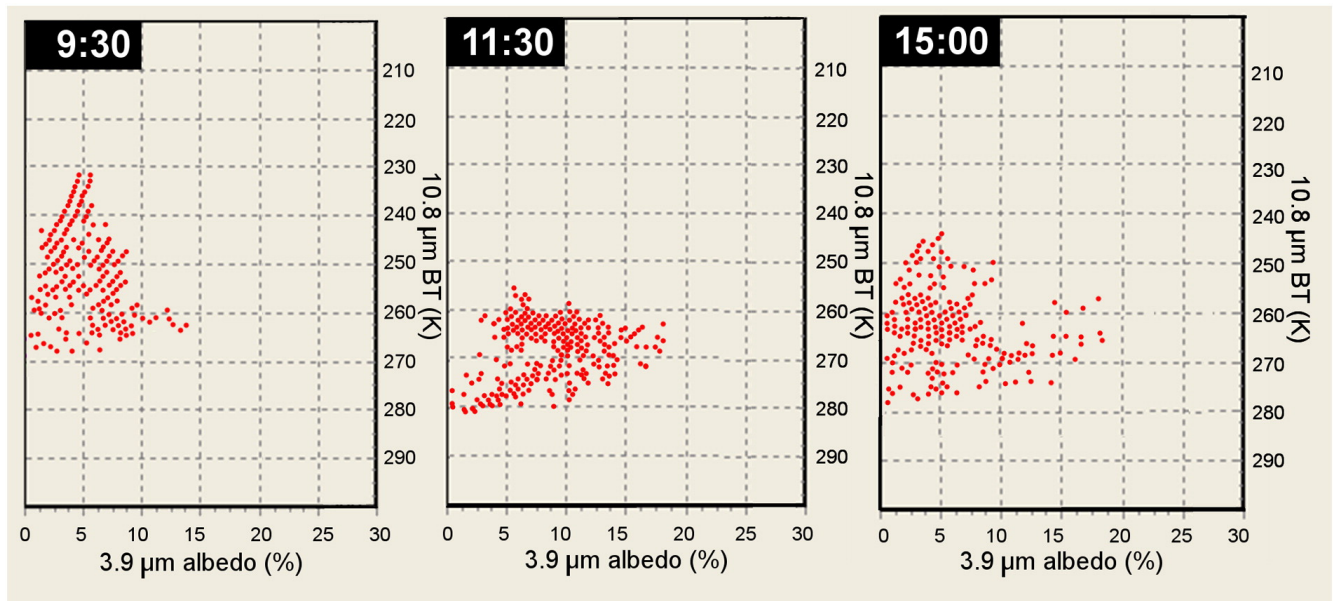


Fig. 6. Evolution of vertical profiles obtained from 3.9- μ m and 10.8- μ m channels of MSG during the study day.

short, the episode of freezing drizzle in the Guadarramas on 5 February 2012 was the result of a number of factors:

- Throughout the day there was advection of moist air at low levels, captured by the MMWR. In addition, moisture (nonexistent during the freezing drizzle event) was supplied at mid levels during frontal passage.
- Vertical profiles from the MSG indicate the formation of updrafts, which intensified and increased in vertical extent during frontal system passage (especially with passage of the cold front, which was more active than the warm front).
- As evident in the data from the MSG and MRR-2, variations of cloud-top temperature and cloud thickness are key factors for determining the type of surface precipitation. During the passage of the fronts, a drop in cloud-top temperature together with increased cloud thickness enabled the development of glaciation processes at mid levels, thereby forming ice crystals that seeded the orographic clouds upon descent, producing snowfall at the surface. Nevertheless, the small thickness of the orographic clouds and their relatively high cloud-top temperature (-12°C) during the inter-frontal period caused supercooled liquid water to form, which resulted in precipitation as freezing drizzle.
- In addition to moisture, the factor that determined cloud-top height and cloud thickness was atmospheric stability (analyzed using the MMWR). A shift toward a more stable atmosphere after warm frontal passage inhibited mid-level cloud development by impeding updrafts. With arrival of the cold front, instability again increased at mid levels, thereby permitting the vertical development of clouds.
- The low IN concentration measured by the cloud chamber hampered glaciation of the supercooled large drops. This hindered ice crystal formation in the orographic clouds (reflectivity values < 10 dBZ). However, the frontal clouds were mainly composed of large ice crystals (reflectivity values > 10 dBZ), consistent with intense riming indicated

by reflectivity peaks recorded by the MRR-2 during passage of the cold front.

In conclusion, the freezing drizzle event in the Guadarrama Mountains on 5 February 2012 resulted from a combination of several simultaneous factors. These factors were high RH at low levels, stably stratified conditions, cloud-top temperature around -12°C , small cloud thickness, and low concentrations of IN and ice crystals. Frontal passage was favorable to the formation of ice crystals at mid levels, which seeded the orographic clouds as they fell and enabled precipitation at the surface to change from freezing drizzle to snow. There are some data that suggest the involvement of seeder–feeder mechanisms, but this question should be addressed in future work using mesoscale numerical models.

Acknowledgments

This paper was supported by the following grants: TEcoAgua, Micrometeo.com and Granimetro (CGL2010-15930), and LE220A11-2 and LE003B009 awarded by the Junta de Castilla y León and MINECO. Special thanks to Roberto Weigand, Angel Guerrero, Steven Hunter and Analisa Weston. We would like to thank Canal de Isabel II Gestion for the use of their facilities. S. Fernández-González acknowledges grant the support from the FPU program (AP 2010-2093).

References

- Allen, R.C., Durkee, P.A., Wash, C.H., 1990. Snow/cloud discrimination with multispectral satellite measurements. *J. Appl. Meteorol.* 29, 994–1004. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<0994:SDWMSM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0994:SDWMSM>2.0.CO;2).
- Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), 2004. *Impacts of a Warming Arctic*. Cambridge University Press (139 pp.).
- Asuma, Y., Inoue, Y., Kikuchi, K., Kajikawa, M., Sato, N., Hayasaka, T., 2000. Wintertime precipitation behavior in the western Canadian Arctic region. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 105 (D11), 14927–14939. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JD901124>.

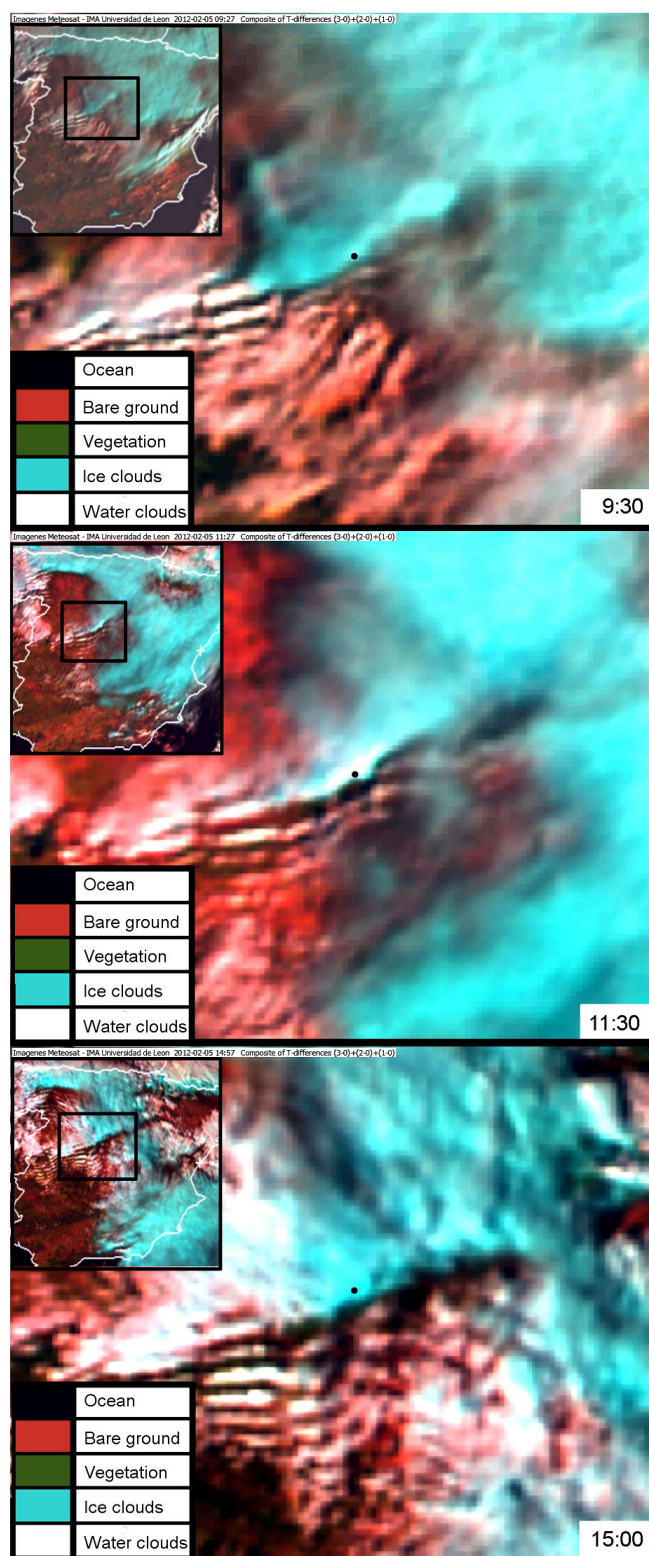


Fig. 7. “Day natural colors” composite of the MSG during warm front passage (9:30), freezing drizzle event (11:30), and cold front passage (15:00).

- Bernstein, B.C., 2000. Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain and ice pellet events. *Weather Forecast.* 15 (5), 485–508. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2).
- Brandes, E.A., Ikeda, K., Thompson, G., Schönhuber, M., 2008. Aggregate terminal velocity/temperature relations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 2729–2736. <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1869.1>.

- Carrière, J.M., Lainard, C., Le Bot, C., Robart, F., 2000. A climatological study of surface freezing precipitation in Europe. *Meteorol. Appl.* 7 (3), 229–238. <http://dx.doi.org/10.1017/S1350482700001560>.
- Castro, A., Marcos, J.L., Dessens, J., Sánchez, J.L., Fraile, R., 1998. Concentration of ice nuclei in continental and maritime air masses in León (Spain). *Atmos. Res.* 47–48, 155–167.
- Cattani, E., Melani, S., Levizzani, V., Costa, M.J., 2007. The retrieval of cloud top properties using VIS-IR channels. In: Levizzani, V., Bauer, P., Turk, F.J. (Eds.), *Measuring Precipitation from Space – EURAINSAT and the Future*. Springer, pp. 79–96.
- Cha, J., Chang, K., Yum, S.S., Choi, Y., 2009. Comparison of the bright band characteristics measured by micro rain radar (MRR) at a mountain and a coastal site in South Korea. *Adv. Atmos. Sci.* 26 (2), 211–221. <http://dx.doi.org/10.1007/s00376-009-0211-0>.
- Cober, S.G., Strapp, J.W., Isaac, G.A., 1996. An example of supercooled drizzle drops formed through a collision-coalescence process. *J. Appl. Meteorol.* 35 (12), 2250–2260. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035<2250:AEOSDD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<2250:AEOSDD>2.0.CO;2).
- Drori, R., Lensky, I.M., 2010. Monitoring the evolution of cloud phase profile using MSG data. *Atmos. Res.* 97 (4), 577–582. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.05.009>.
- Durre, I., Menne, M.J., Gleason, B.E., Houston, T.G., Vose, R.S., 2010. Comprehensive automated quality assurance of daily surface observations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 49, 1615–1633. <http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2375.1>.
- Ellrod, G.P., Bailey, A.A., 2007. Assessment of aircraft icing potential and maximum icing altitude from geostationary meteorological satellite data. *Weather Forecast.* 22 (1), 160–174. <http://dx.doi.org/10.1175/WAF984.1>.
- Fabry, F., Zawadzki, I., 1995. Long-term radar observation of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.* 52, 838–851. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<0838:LTROOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<0838:LTROOT>2.0.CO;2).
- Fernández-González, S., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A., 2014. Weather features associated with aircraft icing conditions: a case study. *Sci. World J.* 279063. <http://dx.doi.org/10.1155/2014/279063>.
- Friedrich, K., Lundquist, J.K., Aitken, M., Kalina, E., Marshall, R.F., 2012. Stability and turbulence in the atmospheric layer: a comparison of remote sensing and tower observations. *Geophys. Res. Lett.* 39, L03801. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GRL050413>.
- Geresdi, I., Rasmussen, R., Grabowski, W., Bernstein, B., 2005. Sensitivity of freezing drizzle formation in stably stratified clouds to ice processes. *Meteorol. Atmos. Phys.* 88 (1–2), 91–105. <http://dx.doi.org/10.1007/s00703-003-0048-5>.
- Henson, W., Stewart, R., Kochtubajda, B., 2007. On the precipitation and related features of the 1998 Ice Storm in the Montreal area. *Atmos. Res.* 83 (1), 36–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.03.006>.
- Hewison, T.J., 2007. *Profiling Temperature and Humidity by Ground-based Microwave Radiometers*. PhD Thesis Department of Meteorology, University of Reading, UK (191 pp.).
- Hirasawa, N., Nakamura, H., Motoyama, H., Hayashi, M., Yamanouchi, T., 2013. The role of synoptic-scale features and advection in prolonged warming and generation of different forms of precipitation at Dome Fuji station, Antarctica, following a prominent blocking event. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 118, 6916–6928. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50532>.
- Houze, R.A., Medina, S., 2005. Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *J. Atmos. Sci.* 62 (10), 3599–3623. <http://dx.doi.org/10.1175/JAS3555.1>.
- Huffman, G.J., Norman, G.A., 1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation. *Mon. Weather Rev.* 116 (11), 2172–2182. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2172:TSWRPA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2172:TSWRPA>2.0.CO;2).
- Ikeda, K., Rasmussen, R.M., Hall, W.D., Thompson, G., 2007. Observations of freezing drizzle in extratropical cyclonic storms during IMPROVE-2. *J. Atmos. Sci.* 64, 3016–3043. <http://dx.doi.org/10.1175/JAS3999.1>.
- Ikeda, K., Rasmussen, R.M., Brandes, E.A., McDonough, F., 2009. Freezing drizzle detection with WSR-88D radars. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 48 (1), 41–60. <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1939.1>.
- Juga, I., Hippel, M., Moisseev, D., Saltikoff, E., 2012. Analysis of weather factors responsible for the traffic ‘Black Day’ in Helsinki, Finland, on 17 March 2005. *Meteorol. Appl.* 19 (1), 1–9. <http://dx.doi.org/10.1002/met.238>.
- Kneifel, S., Maahn, M., Peters, G., Simmer, C., 2011. Observation of snowfall with a low-power FM-CW K-band radar (Micro Rain Radar). *Meteorol. Atmos. Phys.* 113 (1–2), 75–87. <http://dx.doi.org/10.1007/s00703-011-0142-z>.
- Lackmann, G.M., Keeter, K., Lee, L.G., Ek, M.B., 2002. Model representation of freezing and melting precipitation: implications for winter weather forecasting. *Weather Forecast.* 17 (5), 1016–1033. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)017<1016:MROFAM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2003)017<1016:MROFAM>2.0.CO;2).

- Lee, T.F., Turk, F.J., Richardson, K., 1997. Stratus and fog products using GOES-8–9 3.9 μm data. *Weather Forecast.* 12, 664–677. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012<0664:SAFUG>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012<0664:SAFUG>2.0.CO;2).
- Lensky, I.M., Rosenfeld, D., 2003. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime. *J. Appl. Meteorol.* 42, 1227–1233. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1227:SIIPF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1227:SIIPF>2.0.CO;2).
- Lensky, I.M., Rosenfeld, D., 2006. The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 2887–2894.
- Lensky, I.M., Rosenfeld, D., 2008. Clouds-aerosols-precipitation satellite analysis tool (CAPSAT). *Atmos. Chem. Phys.* 8 (22), 6739–6753.
- López, L., Prieto, J., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Posada, R., 2010a. Microphysical analysis of snowfall episodes through the dispersion profiles. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Córdoba, Spain. 1011-3932EUMETSAT. ISBN: 978-92-9110-089-7, p. 57.
- López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Marcos, J.L., Posada, R., Merino, A., 2010b. Dynamic analysis of snowfall episodes: applications of vertical dispersion profiles. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Córdoba, Spain. 1011-3932EUMETSAT. ISBN: 978-92-9110-089-7, p. 57.
- Lowenthal, D.H., Borys, R.D., Cotton, W., Saleeby, S., Cohn, S.A., Brown, W.O.J., 2011. The altitude of snow growth by riming and vapor deposition in mixed-phase orographic clouds. *Atmos. Environ.* 45 (2), 519–522. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.09.061>.
- Nakajima, T.Y., Nakajima, T., 1995. Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. *J. Atmos. Sci.* 52, 4043–4059. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<4043:WADOCM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<4043:WADOCM>2.0.CO;2).
- Norrmann, J., Eriksson, M., Lindqvist, S., 2000. Relationships between road slipperiness, traffic accident risk and winter road maintenance activity. *Clim. Res.* 15 (3), 185–193. <http://dx.doi.org/10.3354/cr015185>.
- Peters, G., Fisher, B., Andersson, T., 2002. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Bor. Environ. Res.* 7, 353–362.
- Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., Wagner, A., 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by micro rain radars. *J. Appl. Meteorol.* 44, 1930–1949. <http://dx.doi.org/10.1175/JAM2316.1>.
- PRAPRO, 2009. Software Nubes. www.prapro.com.
- Pruppacher, H.R., Klett, J.D., 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers (945 pp.).
- Rauber, R.M., Tokay, A., 1991. An explanation for the existence of supercooled water at the top of cold clouds. *J. Atmos. Sci.* 48 (8), 1005–1023. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<1005:AEFTEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<1005:AEFTEO>2.0.CO;2).
- Rauber, R.M., Olthoff, L.S., Ramamurthy, M.K., Kunkel, K.E., 2000. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events. *J. Appl. Meteorol.* 39 (7), 1185–1195. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2).
- Rosenfeld, D., Lensky, I.M., 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *B. Am. Meteorol. Soc.* 79, 2457–2476. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<2457:SBIIPF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<2457:SBIIPF>2.0.CO;2).
- Rosenfeld, D., Woodley, W.L., Lerner, A., Kelman, G., Lindsey, D.T., 2008. Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 113, D04208. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008600>.
- Sánchez, J.L., Posada, R., García-Ortega, E., López, L., Marcos, J.L., 2013. A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer. *Atmos. Res.* 122, 43–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.024>.
- Santachiara, G., Di Matteo, L., Prodi, F., Belosi, F., 2010. Atmospheric particles acting as Ice Forming Nuclei in different size ranges. *Atmos. Res.* 96, 266–272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.08.004>.
- Setvák, M., Rabin, R.M., Doswell III, C.A., Levizzani, V., 2003. Satellite observations of convective storm tops in the 1.6, 3.7 and 3.9 μm spectral bands. *Atmos. Res.* 67–68. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00076-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00076-0) (607–627).
- Solheim, F., Godwin, J., Westwater, E., Han, Y., Keihm, S., Marsh, K., Ware, R., 1998. Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.* 33, 393–404. <http://dx.doi.org/10.1029/97RS03656>.
- Straka, J.M., Zrnic, D.S., Ryzhkov, A.V., 2000. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J. Appl. Meteorol.* 39 (8), 1341–1372. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1341:BHCAQU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1341:BHCAQU>2.0.CO;2).
- Thompson, G., Bullock, R., Lee, T.F., 1997. Using satellite data to reduce spatial extent of diagnosed icing. *Weather Forecast.* 12, 185–190. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012<0185:USDTRS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012<0185:USDTRS>2.0.CO;2).
- Ware, R., Cimini, D., Campos, E., Giuliani, G., Albers, S., Nelson, M., Koch, S.E., Joe, P., Cober, S., 2013. Thermodynamic and liquid profiling during the 2010 Winter Olympics. *Atmos. Res.* 132–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.05.019> (278–290).
- Wetzel, M., Meyers, M., Borys, R., McAnelly, R., Cotton, W., Rossi, A., Frisbie, P., Nadler, D., Lowenthal, D., Cohn, S., Brown, W., 2004. Mesoscale snowfall prediction and verification in mountainous terrain. *Weather Forecast.* 19 (5), 806–828. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0806:MSPAVI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0806:MSPAVI>2.0.CO;2).
- Wood, R., 2012. Stratocumulus clouds. *Mon. Weather Rev.* 140, 2373–2423. <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-11-00121.1>.
- Woods, C.P., Stoelinga, M.T., Locatelli, J.D., Hobbs, P.V., 2005. Microphysical processes and synergistic interaction between frontal and orographic forcing of precipitation during the 13 December 2001 IMPROVE-2 event over the Oregon Cascades. *J. Atmos. Sci.* 62 (10), 3493–3519. <http://dx.doi.org/10.1175/JAS3550.1>.
- Zawadzki, I., Szyrmer, W., Bell, C., Fabry, F., 2005. Modeling of the melting layer, Part III: the density effect. *J. Atmos. Sci.* 62, 3705–3723. <http://dx.doi.org/10.1175/JAS3563.1>.

4.3. ANALYSIS OF A SEEDER-FEEDER AND FREEZING DRIZZLE EVENT

Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event (2015a), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 3984-3999, doi:10.1002/2014JD022916.



RESUMEN

El engelamiento en superficie puede provocar consecuencias dramáticas a diversas actividades humanas. A esto hay que sumar el hecho de que los modelos numéricos de predicción meteorológica no son muy precisos en la estimación de precipitación engelante, lo que crea incertidumbre a la hora de anticiparse a los efectos perjudiciales provocados por este fenómeno meteorológico. Por tanto, resulta esencial mejorar el conocimiento y la estimación de este tipo de fenómenos a través de modelos numéricos con el objetivo de minimizar los riesgos causados por estos eventos. El 5 de febrero de 2012 ocurrió un episodio de llovizna engelante en el centro de la península ibérica, más concretamente en la Sierra de Guadarrama. Este episodio fue precedido de nevadas débiles. Tras la llovizna engelante se registraron otra vez nevadas en la zona de estudio, en este caso de intensidad moderada. Este evento ha sido simulado con el modelo WRF. A lo largo del análisis, se han identificado los factores tanto a escala sinóptica como a mesoscala que causaron este episodio.

El viento perpendicular a la barrera orográfica generó corrientes verticales y retención de humedad a barlovento, lo que causó la aparición de nubes bajas de carácter orográfico en la cara norte de la Sierra de Guadarrama. La estabilidad atmosférica presente en niveles medios durante el episodio de llovizna engelante impidió la formación de nubosidad en este nivel de la troposfera, manteniendo los techos nubosos a temperaturas por encima de -15°C . De forma previa y posterior a la llovizna engelante, la entrada de humedad e inestabilidad en niveles medios causó un enfriamiento sustancial de los techos nubosos, alcanzándose temperaturas considerablemente inferiores a -15°C . Esto coincidió con la presencia de nevadas en el sistema montañoso. En definitiva, la temperatura del techo de nube y el espesor de la nubosidad controlan la eficiencia del proceso de glaciación, determinando por tanto el tipo de precipitación registrado en superficie. Se han desarrollado algoritmos para estimar el riesgo de precipitación engelante y engelamiento atmosférico con el fin de mejorar la predicción de episodios similares en la zona de estudio, ayudando a mitigar sus impactos negativos sobre las actividades humanas.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JD022916

Key Points:

- A seeder-feeder and freezing drizzle episodes was registered
- This episode has been analyzed with the WRF model
- Cloud top temperature is strongly connected with precipitation type

Correspondence to:

S. Fernández-González,
sefern04@ucm.es

Citation:

Fernández-González, S., F. Valero, J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, doi:10.1002/2014JD022916.

Received 1 DEC 2014

Accepted 7 APR 2015

Accepted article online 10 APR 2015

Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event

S. Fernández-González¹, F. Valero¹, J. L. Sánchez², E. Gascón², L. López², E. García-Ortega², and A. Merino²
¹Department of Astrophysics and Atmospheric Sciences, Faculty of Physical Sciences, Complutense University of Madrid, Madrid, Spain, ²Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, León, Spain

Abstract Surface icing can cause dramatic consequences on human activities. What is more, numerical weather prediction models are not very accurate in determining freezing drizzle, which creates uncertainty when forecasting this type of weather phenomenon. Therefore, it is essential to improve the forecast accuracy of these models for such phenomena to mitigate risks caused by unforeseen freezing drizzle events. On 5 February 2012, an episode of freezing drizzle took place in the Guadarrama Mountains, at the center of the Iberian Peninsula. This episode was preceded by weak snowfall. After the freezing drizzle, moderate snowfall was recorded in the study area. This event was simulated using the Weather Research and Forecasting model. Through this analysis, we identified the meteorological factors at both synoptic scale and mesoscale that caused this episode. Wind perpendicular to an orographic barrier-generated updrafts and retention of moisture upwind, which caused orographic clouds to appear on the north side of the Guadarrama Mountains. Atmospheric stability prevented cloud formation at midlevels at the time of the freezing drizzle, which maintained cloud top temperatures warmer than -15°C during the episode. The entrance of moisture and instability at midlevels caused cloud top temperatures substantially colder than -15°C , which coincided with snow in the mountain range. Cloud top temperature and thickness control the efficiency of the glaciation process, thereby determining the type of precipitation at the surface. Freezing drizzle risk and in-cloud icing algorithms were developed with the aim of predicting similar events in the study area, which could mitigate impacts on human activities.

1. Introduction

Freezing precipitation and in-cloud icing can cause ice accretion, with consequent adverse effects on transport (freezing drizzle causes a very high risk of road accidents [Norrman *et al.*, 2000]), and may cause deaths and economic loss [Zhou *et al.*, 2013].

The main synoptic-scale regions associated with the formation of freezing drizzle are in the overrunning region of a warm front, near a low-pressure center, and at the leading edge and toward the rear of cold fronts [Bernstein *et al.*, 1998]. Freezing drizzle is common at high latitudes, because conditions are favorable for its development more frequently. In the northern United States and Canada, freezing rain is common [Roebber and Gyakum, 2003; Henson *et al.*, 2007], although it can also occur at midlatitudes [Sun and Zhao, 2010]. Because of its milder climate, freezing precipitation events in southwestern Europe are virtually restricted to high altitudes [Carrière *et al.*, 2000], as in the case analyzed here.

During the TEcoAgua project, a freezing drizzle and seeder-feeder event was recorded on 5 February 2012, between 11:00 and 13:30 UTC. This event was between two periods of snow recorded at the surface. Observation of this episode using TEcoAgua instrumentation has been described in detail in Fernández-González *et al.* [2014b]. This observation demonstrated that surface icing was originated by the warm rain process; therefore, in this paper we will only consider surface icing caused by this process.

The warm rain process, whereby droplets of liquid water develop through collision-coalescence processes, is characteristic of clouds composed almost entirely of liquid water with cloud top temperatures warmer than -15°C [Cortinas *et al.*, 2004]. These conditions favor the formation of supercooled drops, owing to the low concentration of active ice nuclei at such temperatures, which makes the warm rain process responsible for most episodes of freezing drizzle [Bernstein, 2000; Rauber *et al.*, 2000].

Freezing drizzle occurs when supercooled drops of diameter approximately 40–400 μm reach the surface, where temperatures are subfreezing [Marwitz *et al.*, 1997]. Supercooled drops are thermodynamically

unstable with respect to the solid phase [Lamraoui *et al.*, 2013], so if they contact a solid surface, an ice crystal, or freezing nuclei, they will change to solid phase [Rock, 2003].

Conditions necessary for freezing drizzle formation are warm cloud tops (-15°C or warmer), stable stratification, weak mesoscale uplift, and ice crystal concentrations $< 1 \text{ L}^{-1}$ [Cober *et al.*, 1996]. Orographic barriers generate upslope flow [Stuart and Isaac, 1999] and favor freezing drizzle at the local scale, generally upwind of mountains [Mott *et al.*, 2014]. Ice or snow on the surface helps maintain freezing conditions there, facilitating formation of a thermal inversion layer in the first few meters above the ground, increasing the likelihood of freezing drizzle [Strapp *et al.*, 1996].

As occurred in the Guadarrama Mountains, high-altitude mountain ranges may be located above cloud base, which may cause in-cloud icing if the surface temperature is less than 0°C [Niu *et al.*, 2012]. Not surprisingly, in-cloud icing occurs most often in mountainous areas and coastal zones at high latitude [Yang *et al.*, 2012]. The main problems caused by such icing are ice accumulation on rotor blades of wind turbines [Laakso *et al.*, 2010] and on electrical wires [Thorkildson *et al.*, 2009].

The presence of ice crystals can deplete cloud droplets via riming and deposition, thereby inhibiting drizzle formation [Geresdi *et al.*, 2005] and reducing the risk of surface icing. In fact, experimental measurements have demonstrated enhanced scavenging of liquid water within orographic clouds by ice crystals from aloft [Roe, 2005]. These ice crystals can be provided by the “seeder-feeder” mechanism, which was defined by Reinking and Boatman [1986] as the phenomenon by which the lower cloud is microphysically stimulated by and feeds moisture to the natural ice “seeds” supplied by the upper cloud. The introduction of ice nuclei from the upper cloud initiates precipitation in the low-level liquid cloud layer, so precipitation is augmented over the mountain [Robichaud and Austin, 1988]. In the feeder cloud, precipitation is enhanced primarily by depositional growth via the Bergeron-Findeisen process, collision-coalescence in warm rain processes or aggregation in cold cloud processes, and by accretion/riming [Castellano *et al.*, 2004].

The principal meteorological variables needed to estimate ice accretion are rain rate, surface temperature, and wind velocity, which can be estimated by numerical weather prediction models [Hosek *et al.*, 2011]. Forecasting freezing precipitation is challenging because of the small scale at which its causative processes develop, compared with the grid resolution of common numerical weather forecasting models [Carrière *et al.*, 1997]. Owing to the growing capacities of atmospheric models, great efforts have been made in recent years to collect icing field data for calibration, statistical analysis, and modeling [Makkonen, 2000; Makkonen and Lozowski, 2008]. A low spatial resolution may underestimate the orographic forcing [Fargey *et al.*, 2014], so the use of weather forecasting models with high spatial resolution can improve the forecasting of variables key to the development of these phenomena, such as liquid water content (LWC) within clouds [Fikke *et al.*, 2008; Thompson *et al.*, 2008].

The Weather Research and Forecasting (WRF) model has been used to analyze freezing precipitation events [Hosek *et al.*, 2011; Podolskiy *et al.*, 2012]. The WRF model permits selection of several microphysics options to determine the precipitation type expected at the surface, although variables useful for determining freezing precipitation are not usually included in the standard output parameters of WRF. Therefore, use of precipitation-type algorithms is required to define the type of hydrometeor expected at the surface [Musilek *et al.*, 2009]. Because of serious personal and economic damage that can result from freezing precipitation events [Yang *et al.*, 2008], it is important to forecast such events using numerical models to mitigate the damage.

In the present paper, we analyzed the interaction between synoptic-scale and mesoscale conditions as well as microphysical processes using WRF to study factors leading to the freezing drizzle episode. Having identified these factors, we developed a simple algorithm to analyze future such episodes.

2. Meteorological Modelization

The TEcoAgua field project was implemented during winter 2011/2012 in the Guadarrama Mountains, which are at the center of the Iberian Peninsula (Figure 1). This mountain range has a southwest-northeast orientation, with maximum altitudes over 2000 m above sea level (asl). An icing event was recorded at altitude 1880 m asl, only 800 m northwest of Navacerrada Pass, which connects the provinces of Madrid and Segovia as well as the Lozoya Valley. Because of its close proximity to a major urban center (Madrid is 50 km away), this area has a large influx of tourists, especially in winter since it gives access to two ski areas. These factors increase the region's vulnerability to risks such as heavy snow or freezing precipitation.

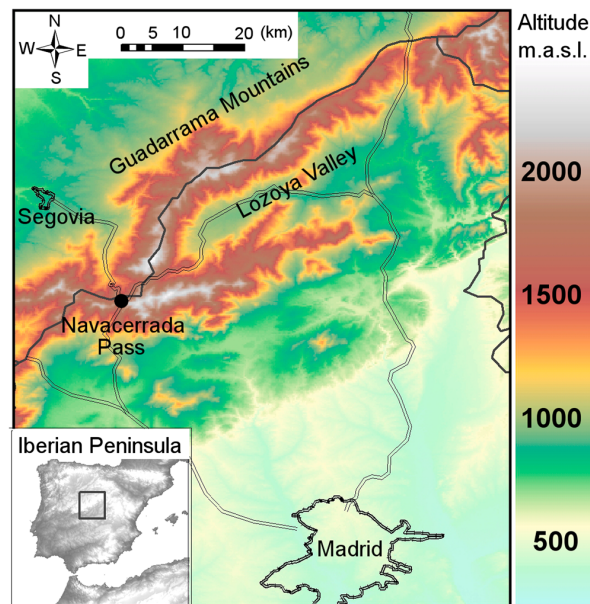


Figure 1. Map of study area, with its location on the Iberian Peninsula shown in the bottom left panel.

Meteorological conditions affecting the Guadarrama Mountains on 5 February 2012 were simulated with version 3.1.1 of the Advanced WRF, a nonhydrostatic, three-dimensional model [Skamarock *et al.*, 2008]. Details of the numerical schemes in this model can be found in Skamarock and Klemp [2008]. Mesoscale models are commonly used in the forecasting and evaluation of seeder-feeder and freezing drizzle episodes [Thompson *et al.*, 2004].

Initial and boundary conditions were provided by the National Centers for Environmental Prediction Global Forecast System (with 1° horizontal grid spacing, updated every 6 h). This analysis used data from the surface and 26 pressure levels between 1000 and 10 hPa. This global reanalysis data set has been used in similar studies [Podolskiy *et al.*, 2012; Viale *et al.*, 2013].

The WRF model was initialized at 00:00 UTC on 5 February 2012 and was run for 24 h of physical time, giving the model a few hours to stabilize before the key period of the analyzed episode. A total of 82 sigma levels were defined to study meteorological conditions in the troposphere, including 16 levels in the lowest 1 km giving highest resolution near the ground, similar to the configuration of Nygaard *et al.* [2011] and Yang *et al.* [2012]. For shortwave radiation, the scheme described by Dudhia [1989] was used, whereas for longwave radiation we used the Rapid Radiative Transfer model [Mlawer *et al.*, 1997]. We also used the Noah Land Surface Model [Chen and Dudhia, 2001] and Eta surface layer scheme defined by Janjic [1996]. After comparing different microphysical parameterizations, we chose the Goddard scheme [Tao *et al.*, 2009] because it best explained the concentrations of liquid water and ice in the study area during winter. This model and similar parameterizations have been previously tested in the area, with satisfactory results [Gascón *et al.*, 2015].

Four nested domains were defined (Figure 2) to achieve high spatial resolution. Nygaard *et al.* [2011] showed that by increasing this resolution, estimation of LWC in clouds is significantly improved. The synoptic environment was described using domains D01 and D02. D01 covers southwestern Europe, with 100 east-west grids and 103 north-south. This domain had spatial resolution 27 km and the interval between outputs was 3 h. Domain D02 covered the entire Iberian Peninsula, with 133 east-west grids and 115 north-south. The spatial resolution of 9 km was useful for locating various air masses affecting the peninsula on the study day. D03 was

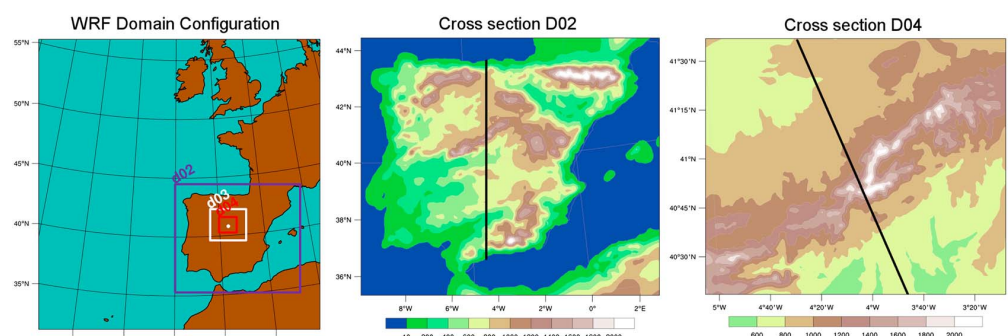


Figure 2. (left) Domains of WRF model and cross sections in (middle) D02 and (right) D04. White point in Figure 2 (left) shows location of Navacerrada Pass.

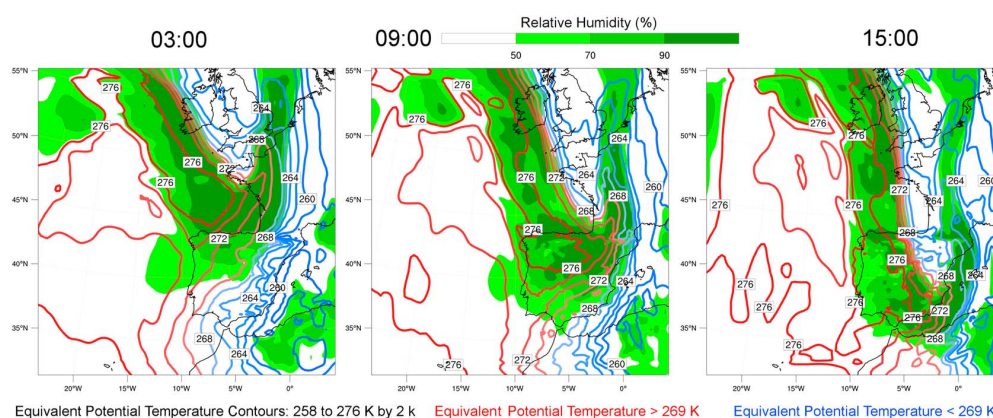


Figure 3. The θ_e (contours, in K) and RH (shaded, in percent) modeled in D01 domain of WRF. The θ_e contours are colored to differentiate warm and cold air masses.

defined as intermediate between the synoptic-scale and the high-resolution D04. D03 had spatial resolution 3 km, with 115 east-west grids and 100 north-south. Although D03 was not used to describe the episode, it was necessary to define it for maintaining proportionality between domains and attaining the high resolution of D04. The latter domain was optimal for precisely analyzing mesoscale factors that induced the fall of freezing drizzle and the seeder-feeder process. This domain had spatial resolution 1 km and was composed of 169 east-west grids and 148 north-south. The interval between outputs of domains D02, D03, and D04 was 1 h.

To analyze the arrival on the Iberian Peninsula of air masses with different thermodynamic properties, we constructed a north south cross section across D02. This orientation was chosen because it approximates the trajectory of warm air advection that caused the icing. The cross section traversed Navacerrada Pass (where precipitation in the form of freezing drizzle was observed), roughly following the 4°W meridian. This vertical section spanned 43.5°N through 36.5°N. To analyze meteorological conditions near the study area, we made a cross section across D04 perpendicular to the Guadarrama Mountains, via Navacerrada. This cross section traversed 41°30'N, 4°40'W through 40°20'N, 3°40'W. It was decided to make a cross section perpendicular to the Guadarrama Mountains because this was the prevailing wind direction at the surface during the freezing drizzle episode.

3. Synoptic Overview

Using domains D01 and D02 modeled by the WRF, we analyzed the synoptic situation framing the freezing drizzle and seeder-feeder episode. Figure 3 shows relative humidity (RH) and equivalent potential temperature (θ_e) at the 700 hPa level in D01. This level is adequate for identifying the arrival of air masses with various thermodynamic properties [Browning, 1997], since the peaks of the Guadarrama Mountains are below it. The 700 hPa θ_e field has been used previously to identify different air masses [Jenkner et al., 2010]. Using conservative variables enables identification of air masses and of different air parcels along their route, since the properties of temperature and moisture are combined. This is useful when distinguishing air masses with differing thermodynamic properties. θ_e is used as a conservative temperature for moist air, for which phase conversions are permitted [Heimann, 1992].

In the days before the icing event, a cold and dry air mass arrived on prevailing northeasterly winds, causing advection of a continental polar air mass. This air mass from Central Europe remained over the Iberian Peninsula (mostly over its eastern half) in the early hours of the study day, as seen in the image at 03:00 UTC (Figure 3).

In the image at 09:00 UTC, it is clear that the synoptic-scale situation in southwest Europe was dominated by a strong ridge centered over the Atlantic Ocean, which favored winds with a northerly component. This caused the arrival on the peninsula of an air mass from the Atlantic that was warmer and more humid than the continental polar air mass present during the previous days. By this time, the warm moist air mass had extended over the northern half of the peninsula. Earlier studies have linked onshore flow with freezing precipitation [Stuart and Isaac, 1999]. Robbins and Cortinas [2002] noted that air masses for which freezing

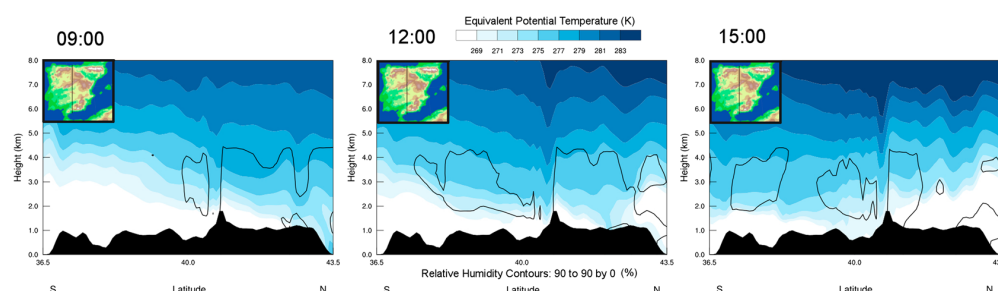


Figure 4. Cross section of D02 showing RH (contours, in percent) and θ_e (shaded, in K). Underlying Orography is solid black. Direction of cross section is shown in the top left.

precipitation is most frequent are continental polar in the case of cold air at the surface, and maritime polar for warm air aloft, which was the case with the air masses over the peninsula during the studied event.

Subsequently, lowering toward the south of an Arctic air mass led to the arrival of cold, dry air. The temperature contrast between the two air masses can be observed in the 15:00 UTC image (Figure 3), from the proximity of θ_e isotherms. Bernstein *et al.* [1998] indicated that the leading edge of a cold front is an area conducive to freezing precipitation.

The same conservative variables as in the case above are shown in Figure 4, but in this case were along the north-south cross section of D02. In the image at 09:00 UTC, the continental polar air mass persisted over the Iberian Peninsula. However, the slope of θ_e isotherms reveals the arrival from the north of a warmer air mass. The moisture transported by that warm air mass had already reached the Guadarrama Mountains (which are represented by the highest peak of this cross section), with RH near saturation evident to about 4 km.

The image at 12:00 UTC reveals the warm sector location over the peninsula, similar to the freezing precipitation episode with the warm sector ahead of a cold front described by Roberts and Stewart [2008]. However, cold air damming on the north side of the Guadarrama Mountains favored the persistence of temperatures colder than 0°C upwind of the mountain range, facilitating freezing precipitation. This is consistent with Minder *et al.* [2011] and Erfani *et al.* [2014].

Finally, in the image at 15:00 UTC, the pronounced inclination of θ_e over the northern half of the peninsula signaled the arrival of a cold and dry air mass, which had almost reached the Guadarrama Mountains at this time. Undulations of the θ_e isotherms downwind of the orographic barrier appear to indicate the presence of gravity waves. The low RH on the leeward side of the mountains was probably caused by the Föhn effect, which caused a warmer and drier environment there, consistent with Hewson [1998].

In summary, advection of a warm and moist air mass from the Atlantic Ocean led to increased instability upon being forced to rise above a cold, dry air layer over the Iberian Peninsula, which resulted from cold advection from Central Europe during the previous days. This also occurred in the cases of freezing precipitation analyzed by Kajikawa *et al.* [2000]. As with the “cold air damming with anticyclone” pattern for North America described by Rauber *et al.* [2001], warm air from the ocean ascended over cold air remaining inland, which was dammed along the north slope of the orographic barrier.

4. Mesoscale

To analyze mesoscale meteorological conditions on 5 February 2013, we used D04 because its high spatial resolution (1 km) facilitates analysis of meteorological phenomena developed or modified by small-scale processes. Drage and Hauge [2007] indicated that a grid of 1 km × 1 km is adequate to analyze cases of icing in mountainous areas.

4.1. Surface Pressure and Wind

Figure 5 shows surface pressure and wind at 10 m height. It is seen that at 09:00 and 12:00 UTC, the prevailing wind was westerly and weak, making it difficult for the air mass to cross the orographic barrier. Therefore, in the central and eastern Guadarrama Mountains, the wind veered to the southwest direction (parallel to the mountain range). This caused moisture advection at low levels and orographic enhancement, which favors the formation of orographic clouds upwind of the mountains.

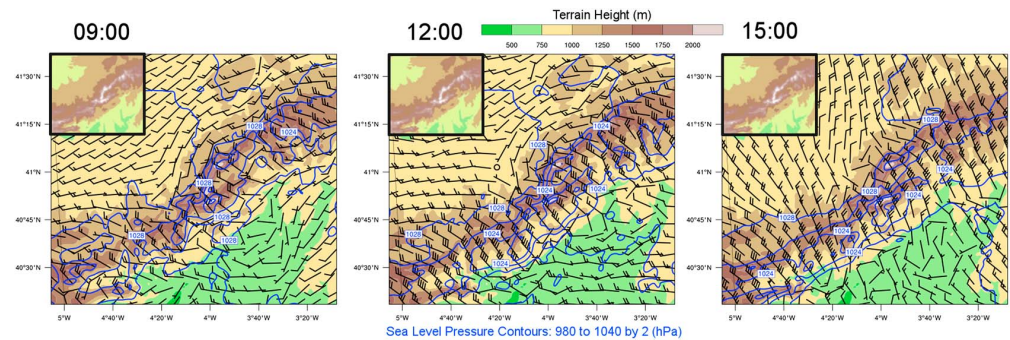


Figure 5. Surface pressure (hPa) and wind at 10 m above surface (m s^{-1}) in D04. Orography of D04 is underlain and shown in the top left.

The orographic barrier caused a block because of the weak airflow, as described by Gross [1994]. On several occasions, local-scale wind has been associated with freezing precipitation phenomena [Henson *et al.*, 2011]. Terrain-driven convergence can occur in mountain systems when there are weak winds perpendicular to the barrier [Kim and Kang, 2007; Rowe *et al.*, 2012], which is linked to freezing precipitation [Hughes *et al.*, 2012].

When there is a preexisting layer of cold air at the surface, a warm and moist air mass must first ascend over this layer [Houze, 2012]. Cold air accumulated at low levels could not cross the mountain range owing to its higher density and therefore flowed parallel to the barrier. However, warm air at midlevels did cross the mountains. The result was the formation of a narrow orographic cloud layer under the warm air mass, which led to the development of freezing drizzle.

The image at 15:00 UTC shows that as the cold air mass approached, the wind shifted to a northerly component and increased in strength, so it could easily traverse the barrier. Throughout the day, wind perpendicular to the orographic barrier formed a mesolow downwind, as observed by Fernández-González *et al.* [2014a] during a similar episode.

4.2. Hourly Precipitation

Figure 6 shows hourly precipitation at three defining moments on the study day. First, the image at 09:00 UTC indicates weak precipitation as a result of the warm, moist air mass rising over the cold air mass persisting upwind of the orographic barrier. The Guadarrama Mountains caused orographic enhancement, as evidenced by the greater amount of precipitation modeled by the WRF around the mountain peaks and windward slopes, similar to that described by Banfield *et al.* [2000]. In a blocked flow case, air is forced to rise before reaching the barrier [Medina and Houze, 2003], causing precipitation intensification upwind of the mountains. At Navacerrada Pass, this precipitation was in the form of light snow.

At 12:00 UTC, the cold air mass arrived from northeast of D04, causing moderate precipitation. In the prefrontal area, weak precipitation was produced upwind of the Guadarrama Mountains, which may be connected with

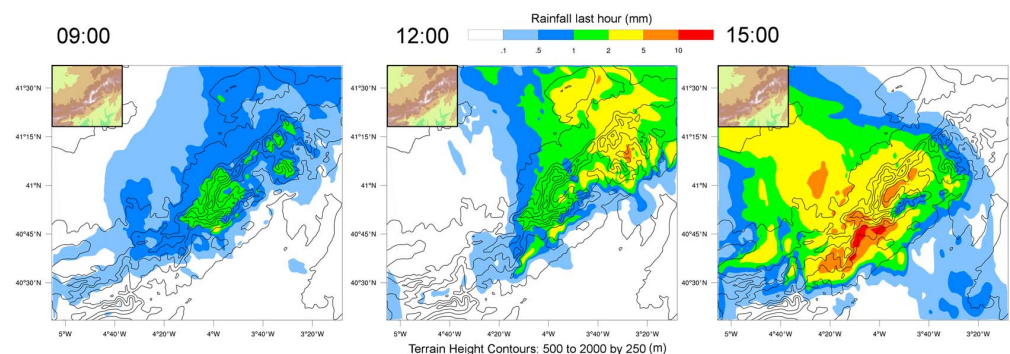


Figure 6. Hourly precipitation in millimeters, estimated by WRF for D04. Orography is underlain and shown in the top left.

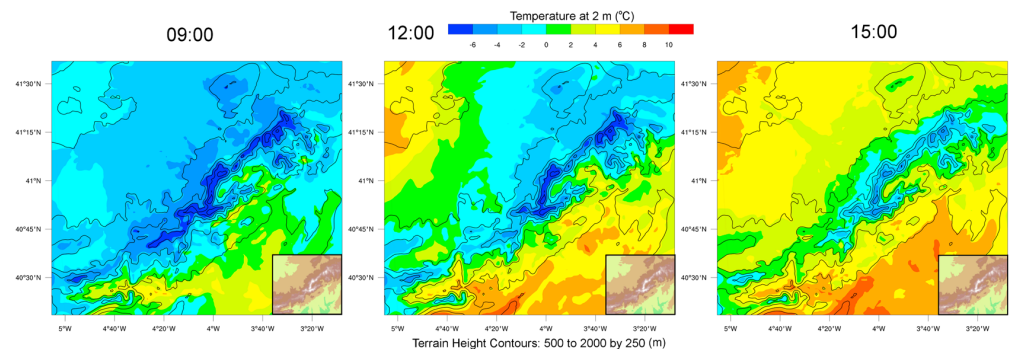


Figure 7. Temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 2 m above the surface, modeled by WRF in D04. Orography is underlain and shown in the bottom right.

freezing precipitation in the same icing event described by *Fernández-González et al.* [2014b]. As in the present event, *Zhou et al.* [2013] observed intensities around 0.5 mm h^{-1} during a freezing drizzle episode.

Following a northeast-southwest trajectory, precipitation with arrival of the cold air mass began to affect the study area at 15:00 UTC, causing moderate precipitation as snow at high altitudes of the Guadarrama Mountains. This concurs with *Woods et al.* [2005], who noted that precipitation intensity increases as a cold air mass approaches an orographic barrier. Downslope flow on the leeward side, which originated from wind perpendicular to the barrier, produced a local rain shadow because of the Föhn effect, thereby weakening penetration of the cold air mass downwind of the mountain range. This resulted in almost no precipitation on the south side of those mountains for the remainder of the day.

4.3. Surface Temperature

Figure 7 shows surface temperature on 5 February 2012. At 09:00 UTC, effects of the continental polar air mass present during the last few days could still be seen. Given the low modeled temperatures in the mountains and to the north, a thermal inversion formed during nighttime could also have contributed to these low temperatures. South of the mountain chain, temperatures were warmer as a result of the Föhn effect, exceeding 0°C at lower altitudes. It is common that freezing precipitation episodes are preceded by temperatures near -10°C [*Eriksson*, 2001].

The rise in temperature observed at 12:00 UTC is consistent with arrival of the warm air mass. This was most noticeable in the northwestern part of D04, where the air mass originated. However, temperatures remained low on the north side of the Guadarrama Mountains, consistent with cold air damming. This prevented the warm air mass from affecting the surface, which maintained subzero temperatures on the north side of the mountains, essential for the production of freezing drizzle. At Navacerrada Pass, surface temperature increased slightly in the hours before the freezing drizzle onset, although it failed to rise above 0°C . Our results are similar to those of *Carrière et al.* [2000], who observed that most freezing precipitation events have surface temperatures between -5°C and 0°C . Freezing drizzle in areas with subzero temperatures can produce local increases in surface temperature, because latent heat is released during the freezing process [*Lackmann et al.*, 2002]. If there is no cold air advection, this process tends to raise surface temperatures, up to 0°C . *Cortinas* [2000] observed that for this reason, only 10% of freezing drizzle episodes last more than 5 h. In our case, since the initial temperature was very low (around -7°C) and freezing precipitation intensity was weak ($\sim 1 \text{ mm h}^{-1}$), the latent heat release appears to have been insufficient to raise surface temperatures above freezing, thereby facilitating the freezing drizzle that lasted $\sim 2 \text{ h}$.

In the afternoon (15:00 UTC), subfreezing temperatures were restricted to high elevations, because the advancing cold air mass dissipated the thermal inversion; this may have also been affected by solar heating. Snow cover at higher altitudes (above 1750 m asl) in the Guadarrama Mountains [*Fernández-González et al.*, 2014b] may have helped maintain subfreezing surface temperatures there throughout the day.

4.4. Updrafts

Figure 8 displays vertical wind velocity modeled in D04. During the entire day the WRF detected a weak updraft upwind of the mountain, but one strong enough to generate low orographic clouds. The wind flow

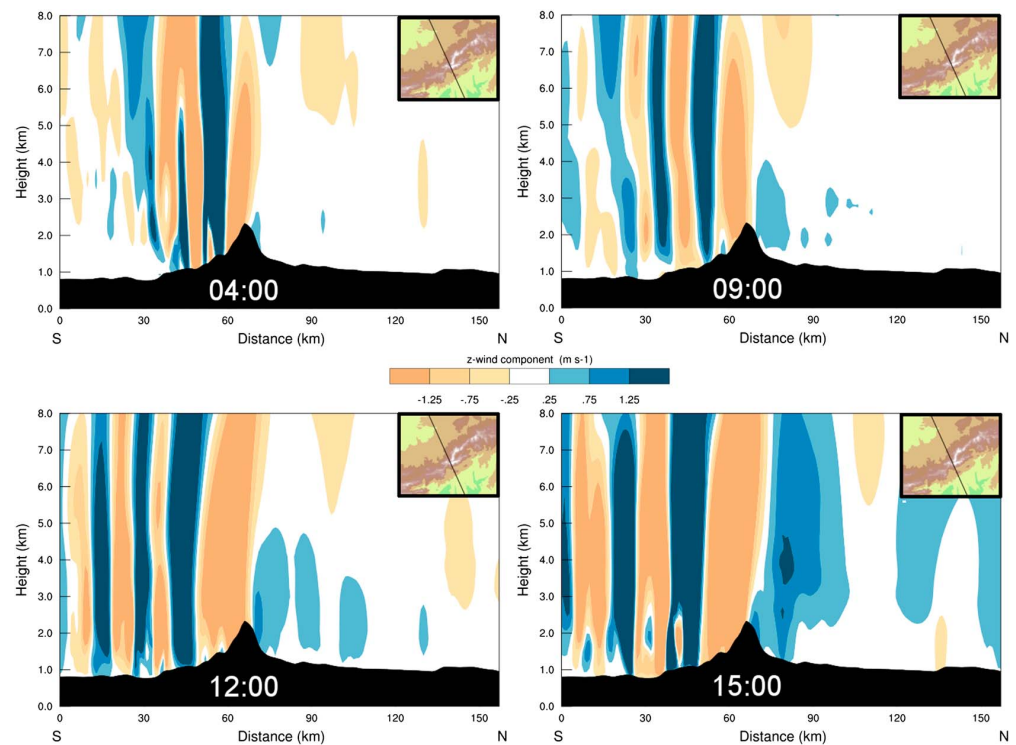


Figure 8. Cross section of vertical wind speed (m s^{-1}) in D04. Underlying orography is shown in solid black. Direction of cross section is shown in the top right.

perpendicular to the Guadarrama Mountains may have been the cause of this updraft, consistent with Kim and Kang [2007]. This updraft did not reach 4000 m asl during the first hours of the day (images of 04:00 and 09:00 UTC) because it was within a stable layer that prevented vertical cloud development. A downdraft was generated downwind of the mountains, linked to the Foehn effect. Further southeast, there were alternating updrafts and downdrafts, which increased in intensity as the day progressed and wind speed intensified; this pattern was likely caused by mountain waves.

The image at 12:00 UTC, which coincides with the freezing drizzle event, clearly shows the updraft upwind of the mountains. As the cold air mass approached, this flow intensified and increased in vertical extent. Updraft intensification favors increased efficiency of collision and coalescence processes, enabling drizzle to form rapidly [Geresdi and Rasmussen, 2005]. The development of freezing drizzle is frequently associated with gradual lifting of air masses along the slopes of orographic barriers [Bernstein, 2000; Cortinas et al., 2004]. Our results agree with those of Rasmussen et al. [1995], who analyzed a freezing drizzle episode caused by the uplift of air with magnitude $\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$ over an arctic front.

At 16:00 UTC there was updraft intensification north of the Guadarrama Mountains, even exceeding 1 m s^{-1} between 3 and 5 km elevation. It is possible that this intensification was caused by the arrival of the cold air mass and strengthened by orographic lift, generating increased LWC and intense riming of ice particles precipitated at upper levels, as described by Viale et al. [2013].

4.5. Atmospheric Stability

To analyze atmospheric stability, we constructed a cross section of θ_e gradient ($d\theta_e$) in Figure 9. This indicates whether conditions in the troposphere are stable ($d\theta_e > 0$), neutral ($d\theta_e = 0$), or unstable ($d\theta_e < 0$) [Wang, 2013]. At dawn and throughout the morning, there was a stable layer at the surface that persisted until the cold air mass arrival after midday. At 04:00 UTC the atmospheric stability dominated almost the entire troposphere, with only a small unstable layer upwind of the Guadarrama Mountains, which enabled development of orographic clouds in this area. The image at 09:00 UTC reveals a stable layer in the first few hundred meters above the surface, probably associated with the continental polar cold and dry air mass.

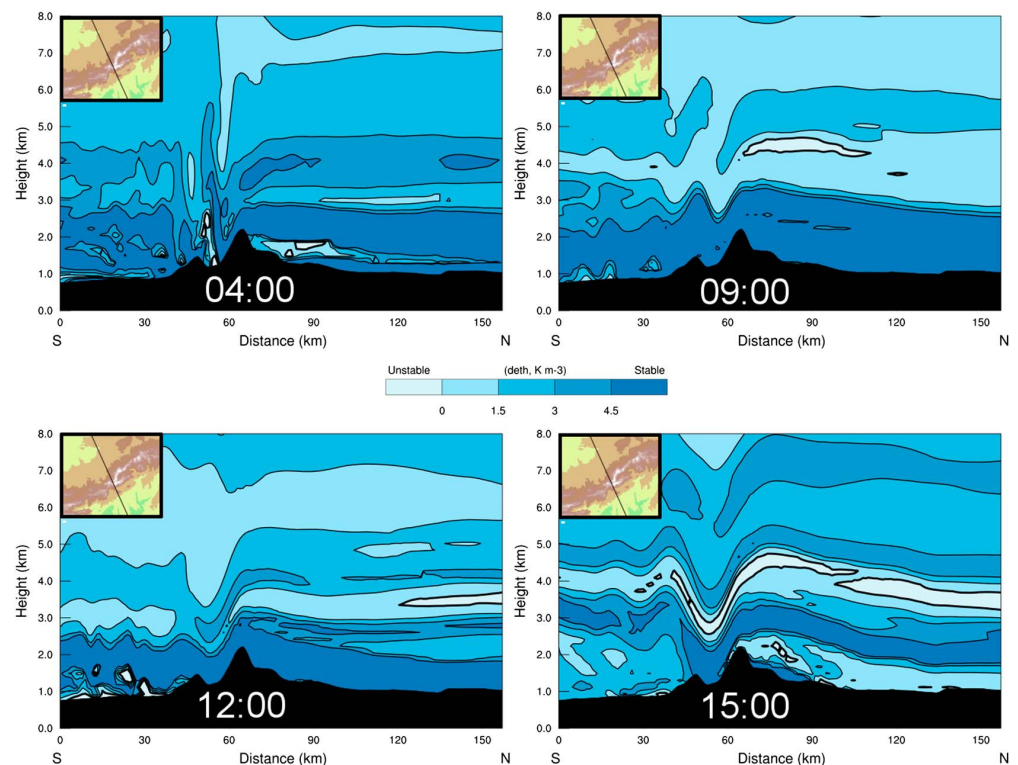


Figure 9. Cross section of $d\theta_e$ (K m^{-3}) in D04. Underlying orography is shown in solid black. Direction of cross section is shown in the top left.

When low-level winds are blocked by an orographic barrier, a low-level stable layer is produced upwind [Houze, 2012]. The warm, moist air mass was forced to ascend over this layer, resulting in a potentially unstable layer between 3000 and 5000 m asl, which facilitated the development of clouds in this layer.

At 12:00 UTC, the potentially unstable layer at midlevels had practically disappeared. At this time, atmospheric stability prevailed over the Guadarrama Mountains, even extending above 5000 m asl, which impeded midlevel cloud formation. A stable layer prevented cloud vertical development, maintaining relatively warm cloud top temperatures and impeding ice crystal formation. Atmospheric stability prevailed within the boundary layer throughout the morning. Therefore, at this time there were only orographic clouds on the north side of the mountains, which caused the freezing drizzle. This is consistent with Pobanz *et al.* [1994], who pointed out that neutral static stability, together with weak updrafts linked to orography, might be associated with the generation of supercooled liquid water.

Subsequently (15:00 UTC), there was increased instability at low levels, which triggered dissipation of the surface inversion. Increased instability was also observed between 3000 and 4500 m asl. This was consistent with wedge-shaped entry of the cold air mass, which forced the warm, moist air mass upward, as described by Hanesiak and Stewart [1995]. With approach of the cold air mass, increased wind speed caused a shift to unblocked flow (see Figure 5), which increased instability in the study area. In short, near-neutral conditions prevailed throughout the day, with greater instability during arrival of the warm, moist air mass and approach of the cold air mass.

4.6. Cross Section of Relative Humidity and Temperature

Vertical structure of temperature and RH in the first 8 km of the troposphere is shown in Figure 10, via a cross section of D04 that traverses Navacerrada Pass. At dawn (image at 04:00 UTC), moisture accumulation is seen in the first few meters on the upwind slope of the Guadarrama Mountains, which aided development of low orographic clouds with reduced thickness. There was no precipitation recorded at this time. At 09:00 UTC

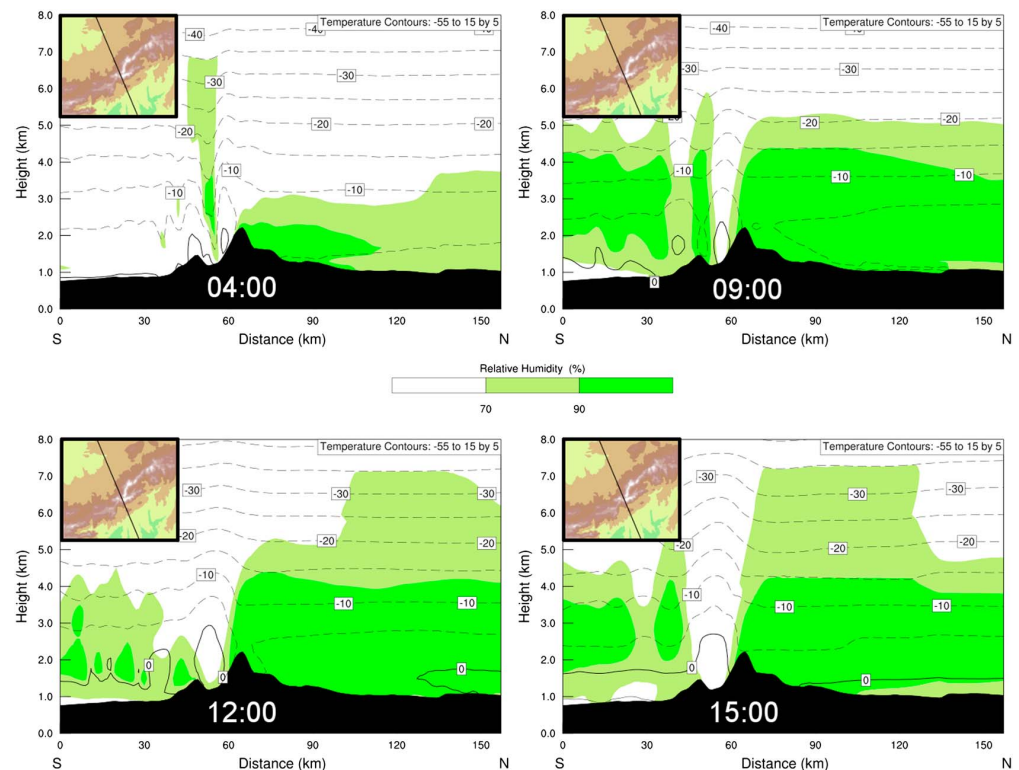


Figure 10. Cross section of RH (shaded, in percent) and temperature (contours, in °C) in D04. Underlying orography is shown in solid black. Direction of cross section is shown in the top left.

increased moisture can be seen, even reaching the -20°C isotherm because of the entrance of the moist and warm air mass. This allowed a greater vertical development of cloudiness.

At the time of freezing drizzle initiation (12:00 UTC), the warm and moist air mass-induced moisture near saturation in the first 4000 m asl, such that the cloud top temperature was about -15°C . RH was low above the level of the -20°C isotherm ($< 70\%$), indicating no saturation with respect to ice. Korolev *et al.* [2003] noted that at temperatures warmer than -15°C , LWC predominates over Ice Water Content (IWC), suggesting that the orographic cloud was mainly in liquid phase at this time. North of the Guadarrama Mountains, $\text{RH} > 70\%$ extended to 7 km, which appeared to be a prelude to arrival of the cold air mass. This moisture flow over inland terrain gave rise to orographic clouds on the windward side of the mountains.

The image at 15:00 UTC shows increased RH just ahead of the cold air mass, with values $> 70\%$ reaching even above the level of the -30°C isotherm. This facilitated development of midlevel clouds and enabled glaciation processes, with cloud top temperatures below -20°C . These clouds were likely mainly in solid phase. During the day, we observed that at a given altitude, temperatures were markedly higher on the southern slopes. In addition, an area of low moisture is seen downwind of the mountain range. Both these phenomena are probable consequences of the Foehn effect. By contrast, RH upwind was near saturation throughout the study period and the maximum WRF temperature forecast for Navacerrada was less than 0°C , making possible the freezing drizzle. These results agree with those of Chen *et al.* [2011].

4.7. Liquid and Ice Water Content

Figure 11 displays LWC and IWC estimated by WRF on a cross section of D04. At dawn (image at 04:00 UTC), wind perpendicular to the Guadarrama Mountains produced orographic clouds on the northern slopes, owing to moisture retention by the mountain range. At this time, the small vertical extent of the clouds and low LWC prevented precipitation formation, although these conditions led to in-cloud icing as described below. This cloud layer of variable thickness, and LWC dependent on the moisture supply and updraft intensity, persisted

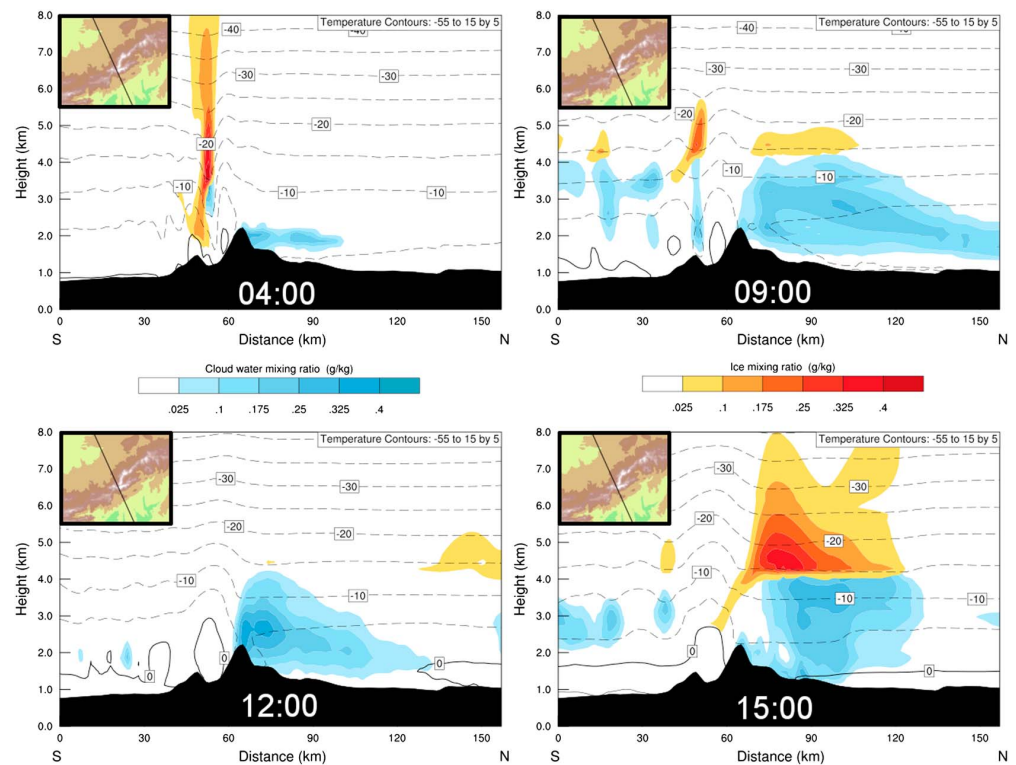


Figure 11. Cross section of LWC (g kg^{-1}), IWC (g kg^{-1}), and temperature (contours, in $^{\circ}\text{C}$) in D04. Underlying orography is shown in solid black. Direction of cross section is shown in the top left.

in the study area throughout the study period. An area of clouds was observed downwind, probably caused by the Föhn effect.

The image at 09:00 UTC shows increased LWC in the first 4 km of the troposphere and solid-phase clouds at midlevels. This situation was probably the result of the warm air mass reaching the mountains, being forced to rise there above the cold air mass. Stable updrafts originating from moisture advection produced orographic clouds. These clouds were then fed by hydrometeors generated by precipitation falling from a higher seeder cloud aloft, which was produced by uplift along a warm air conveyor, consistent with Sibley [2005].

At 12:00 UTC, there was a considerable increase of cloud top temperature. This may be attributable to decreased RH and increased stability at midlevels. With orographic cloud top temperatures warmer than -15°C , development of glaciation was inhibited and the seeder cloud dissipated. Thus, it is likely that nearly all hydrometeors within the clouds were in a liquid state. Because the wind flow was perpendicular to the orographic barrier and low-level moisture remained high, the orographic clouds persisted.

Surface temperatures colder than 0°C enabled development of freezing drizzle. The elevated LWC (up to 0.35 g kg^{-1}) of the orographic cloud favored drizzle formation via collision-coalescence processes. WRF indicated that temperature in the upper region of the cloud was -15°C , with low ice crystal concentrations. Previous studies have described the generation of freezing drizzle in clouds associated with weak uplift, low ice crystal concentration, warm cloud tops, and stably stratified conditions [Marwitz et al., 1997; Bernstein et al., 1998; Bernstein, 2000]. At 12:00 UTC, the efficiency of the collision-coalescence processes increased together with orographic cloud layer thickness, as described by Kajikawa et al. [2000], allowing the supercooled drops to grow to drizzle size and thereby favoring precipitation. Subsequent drying after passage of the humid air mass in the midtroposphere caused a cessation of the seeder ice crystals that had previously fallen through the lower layers and riming there, preventing the formation of supercooled precipitation, as in the case analyzed by Juga et al. [2012].

Table 1. Freezing Drizzle Accumulation Estimated by WRF as Function of a Given IWP Limit

IWP Limit (g m^{-2})	Freezing Drizzle (mm)	
	Forecast	Observed
0.1	1.0	2
0.5	1.5	2
1.0	2.0	2
2.0	2.5	2
5.0	4.0	2

In the image at 15:00 UTC, clouds are seen even above the -20°C isotherm level, probably because the cold air mass began to affect the study area by causing moisture advection, instability at midlevels, and increased updraft intensity, factors that favor development of glaciation. The increased LWC in the orographic cloud created optimal conditions for development of the seeder-feeder process [Iguchi *et al.*, 2012]. Ice crystal growth by vapor diffusion and riming is more efficient

than water collection by rainfall [Choulaton and Perry, 1986], such that when a seeder-feeder mechanism is produced, precipitation intensity increases. These processes intensified at 15:00 UTC, when the updrafts were strongest.

Moisture and upslope flow facilitate the coexistence of liquid- and solid-phase clouds, which favor the seeder-feeder process and thereby increase the amount of accumulated precipitation, consistent with Saleeby *et al.* [2009]. Finally, the greatest vertical cloud development at midlevels just upstream of the Guadarrama Mountains indicates orographic enhancement, which enabled formation of additional ice particles.

4.8. Freezing Drizzle

Conventional outputs of the principal numerical weather prediction models do not include the detection of freezing precipitation, so there is great uncertainty when forecasting this meteorological phenomenon. We therefore determined freezing drizzle accumulation by combining the WRF outputs of precipitation, surface temperature, and ice water path (IWP). This algorithm calculates the accumulation of freezing drizzle in areas where expected surface temperature is $< 0^{\circ}\text{C}$ and $\text{IWP} < 1 \text{ g m}^{-2}$. Several studies [Rasmussen *et al.*, 1995; Cober *et al.*, 2001; Geresdi *et al.*, 2005] determined that if ice concentration is $< 0.1 \text{ L}^{-1}$, precipitation will likely be in liquid form. A value of $\text{IWP} < 1 \text{ g m}^{-2}$ was empirically determined after comparing algorithm results with observations at Navacerrada Pass (Table 1). The IWP limit should be revised if this algorithm is applied to another region. This approach is only valid for forecasting freezing precipitation originating from the warm rain process. However, the approach may not detect freezing precipitation events caused by melting of ice crystals upon traversing a layer with temperatures warmer than 0°C , followed by a thermal inversion layer, with temperatures colder than 0°C at the surface.

During the morning (image at 09:00 UTC of Figure 12), the entry of the moist air mass and instability at midlevels gave rise to the development of nucleation processes, with $\text{IWP} > 1 \text{ g m}^{-2}$, such that the algorithm did not identify any accumulation of freezing drizzle. This coincides with the observation of light snow throughout the morning.

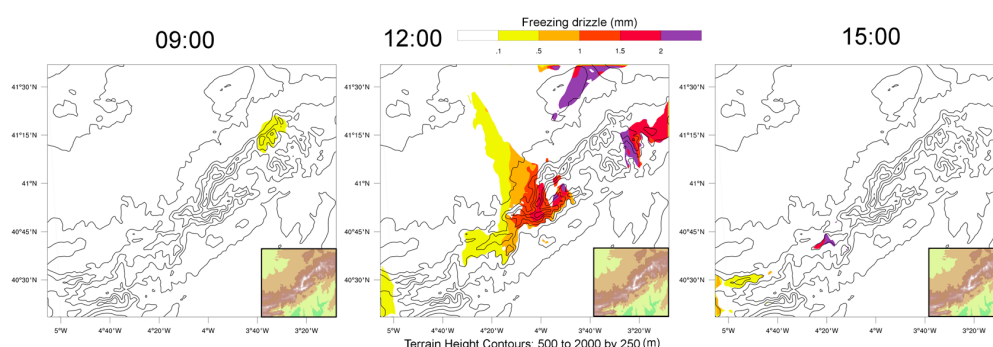


Figure 12. Hourly freezing drizzle (mm) estimated by WRF for D04. Orographic contours are underlain and orography is also shown in the bottom right.

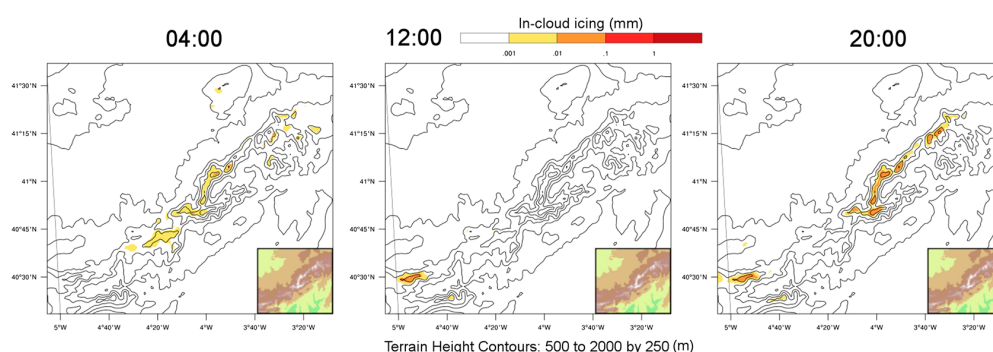


Figure 13. Hourly in-cloud icing (mm) estimated by WRF for D04. Orographic contours are underlain and orography is also shown in the bottom right panels.

As evident in Figure 12, the algorithm identified freezing drizzle before entry of the cold air mass (image at 12:00 UTC). Specifically, the algorithm simulated between 1 and 2 mm h⁻¹ of freezing drizzle, which agrees with the observations [Fernández-González et al., 2014b]. During the prefrontal period, the combination of the loss of seeder cloud aloft and prevalence of warm, moist low-level cloud permitted drizzle drops to form, as observed Ikeda et al. [2007]. The fact that the cloud top temperature was warmer than -15°C at this time hampered proper development of the glaciation process, thereby favoring clouds that were almost entirely in liquid phase. The very low concentration of active ice nuclei at these temperatures [Rosenfeld et al., 2013] could be a major reason for the shortage of ice crystals in the cloud that produced the freezing drizzle.

At 15:00 UTC, the cold air mass increased the IWP, thereby inhibiting the generation of freezing drizzle, which was restricted to the western D04 where its effects were not yet noticeable. Falling ice crystals from upper levels could deplete supercooled cloud droplets via deposition and riming, inhibiting precipitation in the form of freezing drizzle because of elevated collection efficiency of supercooled drops by ice crystals, consistent with Pruppacher and Klett [1997].

As in the event analyzed, it is common for freezing drizzle to alternate with snowfall [Roberts and Stewart, 2008]. This makes it important to determine the type of expected precipitation at all times, because the risks and effects of each meteorological phenomenon vary.

4.9. In-Cloud Icing

Meteorological conditions favorable for in-cloud icing are well defined: LWC at the surface (which occurs when the cloud base is below the location of observation), high wind speeds, and subfreezing surface temperatures [Makkonen and Lozowski, 2008]. We developed an application to detect in-cloud icing, as follows. First, areas with surface temperatures warmer than 0°C were eliminated, since these have no accumulation of in-cloud icing. In the remaining areas with subzero temperatures, the amount of expected in-cloud icing was calculated by multiplying LWC by surface wind speed, thereby obtaining the in-cloud icing rate in mm h⁻¹.

As shown in Figure 13, this application detected in-cloud icing during the early morning and late evening (images at 04:00 and 20:00 UTC). During this period, wind perpendicular to the Guadarrama Mountains pooled moisture on the windward slopes, forming low orographic clouds presumably in liquid phase, owing to cloud top temperatures warmer than -15°C. Since their thickness and LWC were moderate, these clouds did not produce precipitation. However, these did cause in-cloud icing because the cloud base was below the highest elevations of the Guadarrama Mountains, where the algorithm detected in-cloud icing. Nevertheless, in-cloud icing rates were so low that they did not cause any major problems.

The image at 04:00 UTC (Figure 11) shows that the base of the orographic cloud was below Navacerrada Pass. The largest amounts of LWC were around the top of the pass, around 0.25 g kg⁻¹. LWC in our study was considerable compared with the concentrations observed by Podolskiy et al. [2012], although perhaps the weak wind at 04:00 UTC was the reason for lack of severe in-cloud icing, as described by Drage and Thiis [2013]. This methodology may be useful for mountain ranges exposed to strong and moist winds, where in-cloud icing could be a serious problem.

5. Concluding Remarks

The freezing drizzle and seeder-feeder episodes in the Guadarrama Mountains on 5 February 2012 arose from a combination of factors. In the early morning hours, a continental cold and dry air mass was situated over the Iberian Peninsula. Northwesterly winds supplied moisture, which was retained upwind of the mountain range, forming low orographic clouds. Low LWC and thickness of these clouds did not permit hydrometeors to grow sufficiently large to result in precipitation. However, modeling indicated that in-cloud icing may have occurred.

During the morning, an oceanic air mass arrived from the Atlantic, which was warmer and moister. The ascent of this air mass over preexisting cold air over the peninsula triggered increased instability and an increase of cloud thickness, reaching cloud top temperatures around -20°C . This enabled development of glaciation processes, generating ice crystals that underwent riming upon passing through supercooled large drops in the orographic cloud and producing light snow at the surface.

Subsequent entry of drier and more stable air at mid levels of the troposphere increased cloud top temperatures to warmer than -15°C . The orographic barrier caused a blocking situation because of weak winds at the surface, which generated flow parallel to the mountain range and moisture accumulation upwind of it. Together with weak updrafts caused by the orography, this increased the efficiency of collision-coalescence processes and formed supercooled large drops that produced freezing drizzle.

Finally, the arrival of a cold air mass triggered moisture advection and instability at midlevels. Increased wind speed destroyed the blocking and increased vertical extent and updraft intensity. These phenomena caused clouds with temperatures less than -20°C , which reinitiated the glaciation. A seeder cloud formed, which produced ice crystals above the low-level feeder cloud via the seeder-feeder mechanism. This prevented the fall of freezing drizzle and caused moderate snowfall at Navacerrada Pass.

In summary, we stress that in the study of freezing precipitation, analysis of mesoscale meteorological factors is fundamental. When there are multiple cloud layers, cloud top temperature at various levels and distance between levels are the most important factors that determine the type of precipitation reaching the surface.

Acknowledgments

Data support was from the Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, Spain. To request the data, please contact S. Fernández-González (sefern04@ucm.es). This paper was supported by the following grants: TEcoAgua, METEORISK PROJECT (RTC-2014-1872-5), Granímetro (CGL2010-15930) and CGL2011-25327 of MINECO, and LE220A11-2 and LE003B009 awarded by the Junta de Castilla y León. Special thanks to Roberto Weigand, Ángel Guerrero, Steven Hunter, and Analisa Weston. We thank Canal de Isabel II Gestión for use of their facilities. S. Fernández-González acknowledges grant the support from the FPU program (AP 2010-2093).

References

- Banfield, C. E., D. R. Hudak, and A. D. Thomson (2000), Orographic influences during winter precipitation events on the Avalon Peninsula, Newfoundland, *Meteorol. Appl.*, **7**, 297–311.
- Bernstein, B. C. (2000), Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain and ice pellet events, *Weather Forecasting*, **15**, 485–508, doi:10.1175/1520-0434(2000)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2.
- Bernstein, B. C., T. A. Omeron, M. K. Politovich, and F. McDonough (1998), Surface weather features associated with freezing precipitation and severe in-flight aircraft icing, *Atmos. Res.*, **46**, 57–73, doi:10.1016/S0169-8095(97)00051-3.
- Browning, K. A. (1997), The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development, *Meteorol. Appl.*, **4**, 317–324.
- Carrière, J. M., S. Alquier, C. L. Bot, and E. Moulin (1997), Statistical verification of forecast icing risk indices, *Meteorol. Appl.*, **4**, 115–130, doi:10.1017/S1350482797000443.
- Carrière, J. M., C. Lainard, C. L. Bot, and F. Robart (2000), A climatological study of surface freezing precipitation in Europe, *Meteorol. Appl.*, **7**, 229–238.
- Castellano, N. E., E. E. Avila, and C. P. R. Saunders (2004), Theoretical model of the Bergeron-Findeisen mechanism of ice crystal growth in clouds, *Atmos. Environ.*, **38**, 6751–6761, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.09.003.
- Chen, B., W. Hu, and J. Pu (2011), Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in Southern China, *J. Geophys. Res.*, **116**, D06201, doi:10.1029/2010JD015305.
- Chen, F., and J. Dudhia (2001), Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity, *Mon. Weather Rev.*, **129**, 569–585.
- Choulaton, T. W., and S. J. Perry (1986), A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, 335–345.
- Cober, S. G., J. W. Strapp, and G. A. Isaac (1996), An example of supercooled drizzle drops formed through a collision-coalescence process, *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 2250–2260, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<2250:AEOSDD>2.0.CO;2.
- Cober, S. G., G. A. Isaac, and J. W. Strapp (2001), Characterizations of aircraft icing environments that include supercooled large drops, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1984–2002, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1984:COAIET>2.0.CO;2.
- Cortinas, J. (2000), A climatology of freezing rain in the Great Lakes region of North America, *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3574–3588, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3574:ACOFRI>2.0.CO;2.
- Cortinas, J. V., B. C. Bernstein, C. C. Robbins, and J. W. Strapp (2004), An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976–90, *Weather Forecasting*, **19**, 377–390, doi:10.1175/1520-0434(2004)019<0377:AAOFRF>2.0.CO;2.
- Drage, M., and G. Hauge (2007), Atmospheric icing in a coastal mountainous terrain. Measurements and numerical simulations, a case study, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **53**, 150–161, doi:10.1016/j.coldregions.2007.12.003.
- Drage, M. A., and T. K. Thiis (2013), Large-scale measurements and numerical simulations of in-cloud icing around a mountain ridge, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, **104**, 523–531, doi:10.1016/j.jweia.2012.02.028.
- Dudhia, J. (1989), Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.

- Erfani, R., L. Chouinard, and L. Cloutier (2014), De-aggregated hazard of freezing rain events, *Atmos. Res.*, *145*–*146*, 297–312, doi:10.1016/j.atmosres.2014.03.024.
- Eriksson, M. (2001), Regional influence on the occurrence of road slipperiness during winter precipitation events, *Meteorol. Appl.*, *8*, 449–460, doi:10.1017/S1350482701004066.
- Fargey, S., W. Henson, J. Hanesiak, and R. Goodson (2014), Characterization of an unexpected snowfall event in Iqaluit, Nunavut, and surrounding area during the Storm Studies in the Arctic field project, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *119*, 5492–5511, doi:10.1002/2013JD021176.
- Fernández-González, S., J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2014a), Weather features associated with aircraft icing conditions: A case study, *Sci. World J.*, *279063*, 1–18, doi:10.1155/2014/279063.
- Fernández-González, S., F. Valero, J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2014b), Observation of a freezing drizzle episode: A case study, *Atmos. Res.*, *149*, 244–254, doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.014.
- Fikke, S. M., J. E. Kristjansson, and B. E. K. Nygaard (2008), Modern meteorology and atmospheric icing, *Atmos. Icing Power Networks*, *2008*, 1–29, doi:10.1007/978-1-4020-8531-4_1.
- Gascón, E., J. L. Sánchez, D. Charalambous, S. Fernández-González, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula, *Atmos. Res.*, *153*, 250–263, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.001.
- Geresdi, I., and R. Rasmussen (2005), Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds. Part II: The role of giant nuclei and aerosol particle size distribution and solubility, *J. Atmos. Sci.*, *62*, 2037–2057, doi:10.1175/JAS3452.1.
- Geresdi, I., R. Rasmussen, W. Grabowski, and B. Bernstein (2005), Sensitivity of freezing drizzle formation in stably stratified clouds to ice processes, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *88*, 91–105, doi:10.1007/s00703-003-0048-5.
- Gross, B. D. (1994), Frontal interaction with isolated orography, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 1480–1496.
- Hanesiak, J. M., and R. E. Stewart (1995), The mesoscale and microscale structure of a severe ice pellet storm, *Mon. Weather Rev.*, *123*, 3144–3162.
- Heimann, D. (1992), Potential and equivalent-potential temperature patterns at cold fronts with prefrontal Föhn, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *48*, 165–171.
- Henson, W., R. Stewart, and B. Kochtubajda (2007), On the precipitation and related features of the 1998 ice storm in the Montreal area, *Atmos. Res.*, *83*, 36–54, doi:10.1016/j.atmosres.2006.03.006.
- Henson, W., R. Stewart, B. Kochtubajda, and J. Theriault (2011), The 1998 ice storm: Local flow fields and linkages to precipitation, *Atmos. Res.*, *101*, 852–862, doi:10.1016/j.atmosres.2011.05.014.
- Hewson, T. D. (1998), Objective fronts, *Meteorol. Appl.*, *5*, 37–65.
- Hosek, J., P. Musilek, E. Lozowski, and P. Pytlak (2011), Forecasting severe ice storms using numerical weather prediction: The March 2010 Newfoundland event, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *11*, 587–595, doi:10.5194/nhess-11-587-2011.
- Houze, R. A. (2012), Orographic effects on precipitating clouds, *Rev. Geophys.*, *50*, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
- Hughes, M., P. J. Neiman, E. Sukovich, and M. Ralph (2012), Representation of the Sierra Barrier Jet in 11 years of a high-resolution dynamical reanalysis downscaling compared with long-term wind profiler observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *117*, D18116, doi:10.1029/2012JD017869.
- Iguchi, T., T. Matsui, J. J. Shi, W. K. Tao, A. P. Khain, A. Hou, R. Cifelli, A. Heymsfield, and A. Tokay (2012), Numerical analysis using WRF-SBM for the cloud microphysical structures in the C3VP field campaign: Impacts of supercooled droplets and resultant riming on snow microphysics, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *117*, D23206, doi:10.1029/2012JD018101.
- Ikeda, K., R. M. Rasmussen, W. D. Hall, and G. Thompson (2007), Observations of freezing drizzle in extratropical cyclonic storms during IMPROVE-2, *J. Atmos. Sci.*, *64*, 3016–3043, doi:10.1175/JAS3999.1.
- Janjic, Z. (1996), *The Surface Layer Parameterization in the NCEP Eta Model*, 444 pp., World Meteorol. Organ. Publ., Geneva, Switzerland.
- Jenkner, J., M. Sprenger, I. Schwenk, C. Schwiertz, S. Dierer, and D. Leuenberger (2010), Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps, *Meteorol. Appl.*, *17*, 1–18, doi:10.1002/met.142.
- Juga, I., M. Hippi, D. Moiseev, and E. Saltikoff (2012), Analysis of weather factors responsible for the traffic Black Day in Helsinki, Finland, on 17 March 2005, *Meteorol. Appl.*, *19*, 1–9, doi:10.1002/met.238.
- Kajikawa, M., K. Kikuchi, Y. Asuma, Y. Inoue, and N. Sato (2000), Supercooled drizzle formed by condensation-coalescence in the mid-winter season of the Canadian Arctic, *Atmos. Res.*, *52*, 293–301, doi:10.1016/S0169-8095(99)00035-6.
- Kim, J., and H. S. Kang (2007), The impact of the Sierra Nevada on low-level winds and water vapor transport, *J. Hydrometeorol.*, *8*, 790–804, doi:10.1175/JHM599.1.
- Korolev, V., G. A. Isaac, S. G. Cober, J. W. Strapp, and J. Hallett (2003), Observation of the microstructure of mixed phase clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *129*, 39–66, doi:10.1256/qj.01.204.
- Laakso, T., I. Baring-Gould, M. Durstewitz, R. Horbaty, A. Lacroix, E. Peltola, G. Ronsten, L. Tallhaug, and T. Wallenius (2010), *State of the Art of Wind Energy in Cold Climates*, p. 152, VTT Tech. Res. Cent. Finland, Esbo, Finland.
- Lackmann, G. M., K. Keeter, L. G. Lee, and M. B. Ek (2002), Model representation of freezing and melting precipitation: Implications for winter weather forecasting, *Weather Forecasting*, *17*, 1016–1033, doi:10.1175/1520-0434(2003)017<1016:MROFAM>2.0.CO;2.
- Lamraoui, F., G. Fortin, R. Benoit, J. Perron, and C. Masson (2013), Atmospheric icing severity: Quantification and mapping, *Atmos. Res.*, *128*, 57–75, doi:10.1016/j.atmosres.2013.03.005.
- Makkonen, L. (2000), Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures, *Philos. Trans. R. Soc. London*, *358*, 2913–2939, doi:10.1098/rsta.2000.0690.
- Makkonen, L., and E. P. Lozowski (2008), Numerical modelling of icing on power network equipment, *Atmos. Icing Power Networks*, *2008*, 83–117.
- Marwitz, J. D., M. K. Politovich, B. C. Bernstein, F. M. Ralph, P. J. Neiman, R. Ashenden, and J. Bresch (1997), Meteorological conditions associated with the ATR-72 aircraft accident near Roselawn, Indiana, on 31 October 1994, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 41–52, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0041:MCAWTA>2.0.CO;2.
- Medina, S., and R. A. Houze (2003), Air motions and precipitation growth in alpine storms, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *129*, 345–371, doi:10.1256/qj.02.13.
- Minder, J. R., D. R. Durran, and G. H. Roe (2011), Mesoscale controls the mountainside snow line, *J. Atmos. Sci.*, *68*, 2107–2127, doi:10.1175/JAS-D-10-05006.1.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,663–16,682, doi:10.1029/97JD00237.
- Mott, R., D. Scipión, M. Schneebeli, N. Dawes, A. Berne, and M. Lehning (2014), Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *119*, 1419–1439, doi:10.1002/2013JD019880.
- Musilek, P., D. Arnold, and E. P. Lozowski (2009), An ice accretion forecasting system (IAFS) for power transmission lines using numerical weather prediction, *Sci. Online Lett. Atmos.*, *5*, 25–28, doi:10.2151/sola.2009007.

- Niu, S. J., Y. Zhou, R. Jia, J. J. L. Yang, Y. M. Ke, and Z. B. Yang (2012), The microphysics of ice accretion on wires: Observations and simulations, *Sci. China Earth Sci.*, *55*, 428–437, doi:10.1007/s11430-011-4325-8.
- Norrmann, J., M. Eriksson, and S. Lindqvist (2000), Relationships between road slipperiness, traffic accident risk and winter road maintenance activity, *Clim. Res.*, *15*, 185–193, doi:10.3354/cr015185.
- Nygaard, B. E. K., J. E. Kristjansson, and L. Makkonen (2011), Prediction of in-cloud icing conditions at ground level using the WRF model, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *50*, 2445–2459, doi:10.1175/JAMC-D-11-054.1.
- Pobanz, B. M., J. D. Marwitz, and M. K. Politovich (1994), Conditions associated with large-drops regions, *J. Appl. Meteorol.*, *33*, 1366–1372.
- Podolskiy, E. A., B. E. K. Nygaard, L. M. E. Nishimura, and P. Lozowski (2012), Study of unusual atmospheric icing at Mount Zao, Japan, using the weather research and forecasting model, *J. Geophys. Res.*, *117*, D12106, doi:10.1029/2011JD017042.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett (1997), *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 945 pp., Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands.
- Rasmussen, R., B. C. Bernstein, M. Murakami, G. Stossmeister, J. Reisner, and B. Stankov (1995), The 1990 valentine day arctic outbreak. Part I: Mesoscale and microscale structure and evolution of a Colorado front range shallow upslope cloud, *J. Appl. Meteorol.*, *34*, 1481–1511.
- Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, and K. E. Kunkel (2000), The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events, *J. Appl. Meteorol.*, *39*, 1185–1195, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2.
- Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, and D. Miller (2001), A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States East of the Rocky Mountains, *J. Appl. Meteorol.*, *40*, 1724–1747, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1724:ASWPAS>2.0.CO;2.
- Reinking, R. F., and J. F. Boatman (1986), Upslope precipitation events, in *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, edited by P. S. Ray, pp. 437–471, Am. Meteorol. Soc., Boston.
- Robbins, C. C., and J. V. Cortinas (2002), Local and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous United States, *Weather Forecasting*, *17*, 47–65, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0047:LASEAW>2.0.CO;2.
- Roberts, E., and R. E. Stewart (2008), On the occurrence of freezing rain and ice pellets over the eastern Canadian Arctic, *Atmos. Res.*, *89*, 93–109, doi:10.1016/j.atmosres.2007.11.032.
- Robichaud, A. J., and G. L. Austin (1988), On the modeling of warm orographic rain by the seeder-feeder mechanism, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *114*, 967–988, doi:10.1002/qj.49711448207.
- Rock, P. A. (2003), *Chemical Thermodynamics*, 548 pp., Univ. Sci. Books.
- Roe, G. H. (2005), Orographic precipitation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 645–671, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.
- Roebber, P. J., and J. R. Gyakum (2003), Orographic influences on the mesoscale structure of the 1998 ice storm, *Mon. Weather Rev.*, *131*, 27–50, doi:10.1175/1520-0493(2003)131:02.0.CO;2.
- Rosenfeld, D., et al. (2013), The common occurrence of highly supercooled drizzle and rain near the coastal regions of the western United States, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 9819–9833, doi:10.1002/jgrd.50529.
- Rowe, A. K., S. A. Rutledge, and T. J. Lang (2012), Investigation of microphysical processes occurring in organized convection during NAME, *Mon. Weather Rev.*, *140*, 2168–2187, doi:10.1175/MWR-D-11-00124.1.
- Saleeby, S. M., W. R. Cotton, D. Lowenthal, R. D. Borys, and M. A. Wetzel (2009), Influence of cloud condensation nuclei on orographic snowfall, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *48*, 903–922, doi:10.1175/2008JAMC1989.1.
- Sibley, A. (2005), Analysis of the heavy orographic rainfall over North Wales, 2 and 4 February 2004, *Weather*, *60*, 31–36, doi:10.1256/wea.155.04.
- Skamarock, W. C., and J. B. Klemp (2008), A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *J. Comput. Phys.*, *227*, 3465–3485, doi:10.1016/j.jcp.2007.01.037.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, and D. M. Barker (2008), A description of the advanced research WRF version 3, *NCAR Tech. Note TN-475+STR*, Mesoscale and Microscale Meteorology Division National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colo., doi:10.5065/D6854MVH.
- Strapp, J. W., R. A. Stuart, and G. A. Isaac (1996), A Canadian climatology of freezing precipitation, and a detailed study using data from St. John's, Newfoundland, in *Proc. Int. Conf. on Aircraft Inflight Icing*, vol. 2, pp. 45–56, Fed. Aviat. Admin., Springfield, Va.
- Stuart, R., and G. Isaac (1999), Freezing precipitation in Canada, *Atmos. Ocean*, *37*, 87–102, doi:10.1080/07055900.1999.9649622.
- Sun, J., and S. Zhao (2010), The impacts of multiscale weather systems on freezing rain and snowstorms over southern China, *Weather Forecasting*, *25*, 388–407, doi:10.1175/2009WAF222253.1.
- Tao, W. K., et al. (2009), Goddard multi-scale modeling systems with unified physics, *Ann. Geophys.*, *27*, 3055–3064.
- Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning (2004), Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis, *Mon. Weather Rev.*, *132*, 519–542, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0519:EFOWPU>2.0.CO;2.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall (2008), Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization, *Mon. Weather Rev.*, *136*, 5095–5115, doi:10.1175/2008MWR2387.1.
- Thorkildson, R. M., K. F. Jones, and M. K. Emery (2009), In-cloud icing in the Columbia basin, *Mon. Weather Rev.*, *137*, 4369–4381, doi:10.1175/2009MWR2941.1.
- Viale, M., R. A. Houze, and K. L. Rasmussen (2013), Upstream orographic enhancement of a narrow cold-frontal rainband approaching the Andes, *Mon. Weather Rev.*, *142*, 1074–1092, doi:10.1175/MWR-D-12-00138.1.
- Wang, P. K. (2013), *Physics and Dynamics of Clouds and Precipitation*, 467 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Woods, C. P., M. T. Stoelinga, J. D. Locatelli, and P. V. Hobbs (2005), Microphysical processes and synergistic interaction between frontal and orographic forcing of precipitation during the 13 December 2001 IMPROVE-2 event over the Oregon Cascades, *J. Atmos. Sci.*, *62*, 3493–3519, doi:10.1175/JAS3550.1.
- Yang, J., Z. Li, F. L. Yang, and T. Z. Huang (2008), Analysis of the features of covered ice and collapsed tower of transmission line snow and ice attacked in 2008, *Adv. Power Syst. Hydroelectric Eng.*, *24*, 4–8.
- Yang, J., K. Jones, W. Yu, and R. Morris (2012), Simulation of in-cloud icing events on Mount Washington with the GEM-LAM, *J. Geophys. Res.*, *117*, D17204, doi:10.1029/2012JD017520.
- Zhou, Y., S. J. Niu, and J. J. Lu (2013), The influence of freezing drizzle on wire icing during freezing fog events, *Adv. Atmos. Sci.*, *30*, 1053–1069, doi:10.1007/s00376-012-2030-y.

4.4. NUMERICAL SIMULATIONS OF SNOWFALL EVENTS: SENSITIVITY ANALYSIS OF PHYSICAL PARAMETERIZATIONS

Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Numerical simulations of snowfall events: Sensitivity analysis of physical parameterizations (2015b), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.*, 120 (19), 10130-10148, doi:10.1002/2015JD023793.



RESUMEN

Una precisa estimación de las nevadas con horas o incluso días de antelación es esencial a la hora de minimizar riesgos en el transporte, así como en otras actividades humanas. Año tras año, estos episodios causan graves problemas de tráfico en el noroeste de la península ibérica. Con el objetivo de analizar la influencia de distintas parametrizaciones del modelo WRF, quince días con nevadas en el noroeste de la península fueron analizados, definiendo tres dominios anidados de 27, 9 y 3 km respectivamente. Se han evaluado cuatro parametrizaciones microfísicas (WRF Single-Moment 6-class scheme, Goddard, Thompson y Morrison) y dos esquemas de capa límite planetaria (Yonsei University y Mellor-Yamada-Janjic), dando lugar a ocho combinaciones diferentes. Para validar las estimaciones del modelo, se ha usado una red de observación formada por 97 pluviómetros, así como datos de presencia/ausencia de nevadas proporcionados por el servicio de emergencia de España a través de la solicitud de máquinas quitanieves en distintas localidades (presencia), mientras que los datos de ausencia de nevadas se han obtenido a través de los observatorios principales de AEMET.

Los resultados indican que la configuración del modelo WRF más precisa en la cuenca del Duero es la que utiliza la parametrización microfísica de Thompson y el esquema de capa límite de Mellor-Yamada-Janjic, aunque la combinación de Thompson y Yonsei University poseen una mayor precisión en la determinación de la distribución temporal de las precipitaciones a lo largo del día. Combinando las ocho configuraciones deterministas en un *ensemble* medio se consigue mejorar la precisión de los resultados considerablemente. Además, la desviación del error cuadrático medio (RMSD) desciende notablemente usando una regresión lineal múltiple como post-proceso. Otra ventaja de nuestro modelo es que es capaz de proporcionar una estimación de precipitación promedio del *ensemble*, así como la máxima precipitación esperada, lo que puede resultar de gran utilidad en la gestión de los recursos hídricos. Finalmente, se ha desarrollado una aplicación que permite determinar el riesgo de nevadas por encima de un determinado umbral.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2015JD023793

Key Points:

- A useful tool for operational management of snowplows has been developed
- Model uncertainty and probabilistic information are provided by a microphysical and PBL ensemble
- In the study area, systematic errors of the parameterizations can be minimized by a postprocessing

Correspondence to:

S. Fernández-González,
sefern04@ucm.es

Citation:

Fernández-González, S., F. Valero, J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Numerical simulations of snowfall events: Sensitivity analysis of physical parameterizations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 10130–10148, doi:10.1002/2015JD023793.

Received 12 JUN 2015

Accepted 14 SEP 2015

Accepted article online 19 SEP 2015

Published online 10 OCT 2015

Numerical simulations of snowfall events: Sensitivity analysis of physical parameterizations

S. Fernández-González¹, F. Valero¹, J. L. Sánchez², E. Gascón², L. López², E. García-Ortega², and A. Merino²
¹Department of Astrophysics and Atmospheric Sciences, Faculty of Physical Sciences, Complutense University of Madrid, Madrid, Spain, ²Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, León, Spain

Abstract Accurate estimation of snowfall episodes several hours or even days in advance is essential to minimize risks to transport and other human activities. Every year, these episodes cause severe traffic problems on the northwestern Iberian Peninsula. In order to analyze the influence of different parameterization schemes, 15 snowfall days were analyzed with the Weather Research and Forecasting (WRF) model, defining three nested domains with resolutions of 27, 9, and 3 km. We implemented four microphysical parameterizations (WRF Single-Moment 6-class scheme, Goddard, Thompson, and Morrison) and two planetary boundary layer schemes (Yonsei University and Mellor-Yamada-Janjic), yielding eight distinct combinations. To validate model estimates, a network of 97 precipitation gauges was used, together with dichotomous data of snowfall presence/absence from snowplow requests to the emergency service of Spain and observatories of the Spanish Meteorological Agency. The results indicate that the most accurate setting of WRF for the study area was that using the Thompson microphysical parameterization and Mellor-Yamada-Janjic scheme, although the Thompson and Yonsei University combination had greater accuracy in determining the temporal distribution of precipitation over 1 day. Combining the eight deterministic members in an ensemble average improved results considerably. Further, the root mean square difference decreased markedly using a multiple linear regression as postprocessing. In addition, our method was able to provide mean ensemble precipitation and maximum expected precipitation, which can be very useful in the management of water resources. Finally, we developed an application that allows determination of the risk of snowfall above a certain threshold.

1. Introduction

Snow is one of the most hazardous meteorological phenomena during the cold season on the Iberian Peninsula. Heavy snow can impede transport by road and rail, cause airport closures, and even cut electricity supplies, as what occurred during the heavy snowfall episode in February 2015 in the northwest of the Iberian Peninsula. Moreover, the accumulation of snow on transportation infrastructure can increase the number of injuries and fatalities caused by traffic accidents [Datla and Sharma, 2008]. However, the adverse effects of heavy snowfall can be minimized if people are warned in advance. One of the great challenges to modern meteorology is the improvement of quantitative precipitation estimation by numerical weather prediction models during the cold season, because of the important socioeconomic impacts involved [Pielke and Downton, 2000]. This challenge is caused mainly by great difficulty in representing the complicated habits and different growth mechanisms of solid hydrometeors [Iguchi et al., 2012]. To address this problem, numerical models classify solid-phase hydrometeors into distinct categories, i.e., cloud ice, snow, and graupel. Regarding liquid phase, two different classes are considered, cloud water and rainwater. The water vapor mixing ratio in the troposphere is also estimated. Numerical models also simulate conversions from one category to another [Hong and Lim, 2006; Thompson et al., 2008; Tao et al., 2009; Morrison et al., 2009].

Because of the difficulties in improving deterministic precipitation outcomes, recent interest has been focused on probabilistic techniques [Jankov et al., 2005]. The accuracy and spread of deterministic simulations need to be improved, particularly for mesoscale weather phenomena, which are the most relevant to human activities [Eckel and Mass, 2005]. However, advances in computing during recent decades allow for the combination of single-moment and multimoment bulk water microphysics schemes within operational forecast models

[*Molthan and Colle, 2012*]. Probabilistic weather simulations are often based on ensemble techniques, in which numerical weather prediction models are run several times with different initial conditions or model physics, resulting in a finite set of deterministic simulations. Probabilistic methods have the advantage of estimating outcome uncertainty, owing to the spread between distinct deterministic outcomes. Further, they provide probabilistic information that is more useful to users than a single deterministic outcome [*Tracton and Kalnay, 1993*]. These methods are very useful in forecasting specific weather risks [*Homar et al., 2006*].

In the beginning, ensembles were designed based on perturbed initial conditions, and ensemble mean values were used to estimate the verifying state better than those based on a single ensemble member [*Molteni et al., 1996*]. This was the strategy of the Global Forecast System and European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ensemble prediction systems for medium range, but these produced inadequate spread in the short range because initialization perturbations require time to grow and provide consistent dispersion [*Buizza et al., 1999*]. Moreover, ensembles built using only perturbations of initial conditions generally have insufficient dispersion [*Hamill and Colucci, 1998*], which may be a consequence of the original assumption that errors only result from uncertainties in the initial conditions. This concurs with *Stensrud et al. [2000]*, who demonstrated that both initial conditions and physics perturbations are important in generating ensemble spread, and spread increases more rapidly when model physics variations are included among ensemble members.

During recent years, ensemble techniques have been increasingly investigated for short-term precipitation forecasting [*Alhamed et al., 2002*]. Introducing several alternatives in model physics is an interesting method to develop an ensemble, especially since there are many uncertainties in parameterizations used in any numerical model [*Harrison et al., 1999*]. An alternative way to introduce physical uncertainty is the use of different models, leading to a multimodel ensemble [*Krishnamurti et al., 2013; Yuan and Wood, 2012*]. Ensembles that include model uncertainties are more skillful than those that do not, owing to imperfect representation of atmospheric processes in the model [*Evans et al., 2000*]. In this study we analyzed the influence that different microphysical and planetary boundary layer (PBL) parameterizations of the Weather Research and Forecasting (WRF) model have on estimated precipitation in the northwestern Iberian Peninsula. Moreover, we selected cumulus, radiation, and land surface parameterizations that were the most accurate in similar research [*Yuan et al., 2012; Pennelly et al., 2014*].

To improve reliability and accuracy of the model, a postprocessing technique can be applied. Multiple options have been used to develop statistical postprocessing, namely, linear regression, logistic regression [*Wilks, 2009*], quantile regression [*Bremnes, 2004*], and neural networks [*Lauret et al., 2014*]. According to *Yuan et al. [2008]*, multiple linear regression with error correction via a cross-validation procedure reduces error as effectively or better than nonlinear methods. This type of correction was used in similar research involving the WRF model [*Erickson et al., 2012*].

Generating physics ensembles on seasonal time scales is computationally very demanding, although it is possible using low horizontal resolution [*Yuan et al., 2012*]. In this study we preferred to analyze several days at high resolution instead of long periods of time. *Johnson and Wang [2012]* showed that precipitation estimation can be effectively improved after calibration with 10 days of training. Only marginal improvements were found upon increasing the training period to 25 days. These findings agree with *Gallus and Bresch [2006]*, who claimed that ensemble techniques can be evaluated using 15 days. Because the objective of the present research is to improve WRF accuracy for snowfall, we selected 15 days between January 2013 and March 2014 with significant snowfall in the Duero Basin, as determined by requests for snowplows in at least 20 municipalities there. During these 15 days, maximum snowfall was between 15 and 56 mm of snow liquid water equivalent.

In this paper we analyze the effects of four microphysical parameterizations (WRF Single-Moment 6-class scheme (WSM) [*Hong and Lim, 2006*], Goddard [*Tao et al., 2009*], Thompson [*Thompson et al., 2008*], and Morrison [*Morrison et al., 2009*]) and two PBL schemes (Yonsei University (YSU) [*Hong et al., 2006*] and Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) [*Janjic, 2001*]), as well as their interactions, on precipitation amounts and snowfall detection on the northwestern Iberian Peninsula. The main goal is to optimize WRF-simulated precipitation amount expected across the northwestern Iberian Peninsula and to precisely distinguish rain from snow. Comparison between observational data and values produced by numerical simulation is important for evaluating simulation reproducibility and analysis of factors that cause differences in results of distinct microphysical and PBL settings.

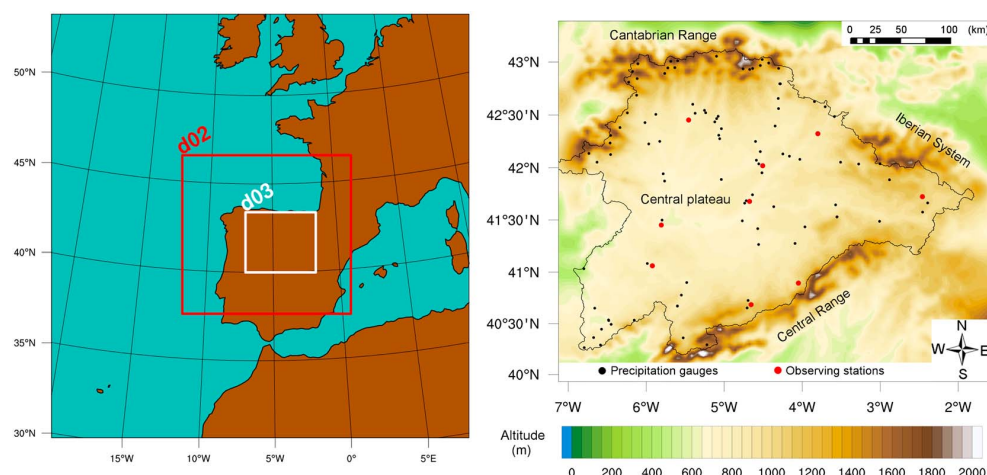


Figure 1. (left) Domains of WRF model. (right) Map of study area (D03), in which black dots represent locations of precipitation gauges and red dots represent locations of Spanish Meteorological Agency observatories; Spanish portion of Duero Basin is outlined in black.

2. Study Area

The study area is the Spanish portion of the Duero basin on the northwestern Iberian Peninsula (Figure 1). This area is mostly in Castilla and León, one of the largest and most varied areas of Europe, which makes it suitable for the purposes of this study. This basin is composed of a central plateau with elevations 600–900 m above sea level (asl), which is surrounded by mountain ranges with altitudes up to 2500 masl (the Cantabrian Range on the north, Iberian System on the east, and Central Range on the south). Altitudes are lower in the southwest and northeast of the area, where oceanic air masses can penetrate the central plateau more easily. The differences in orography cause distinct climatic conditions. Mountainous areas have average annual precipitation >1000 mm, whereas in lower areas of the plateau (rarely exposed to moist air masses from the Atlantic Ocean), average annual precipitation is 400 mm [Morán-Tejeda *et al.*, 2011]. The different climatic conditions existing in the study area derived from the oceanic, continental, and orographic influences [Caramelo and Manso-Orgaz, 2007] enable the application of this methodology in similar climatic regions at midlatitudes.

Winter precipitation in this area is largely associated with undulations of the polar jet stream. The most common situations conducive to snow in the area were described by Merino *et al.* [2014]. Snowfall is frequent in mountainous areas. In spite of less frequent snowfall on the central plateau, it causes major problems because most of the population is found there.

During winter, the snowline may undergo drastic oscillations. Upon the entry of cold air masses, snowfall can occur at all elevations in the study area. However, when warm air masses approach, the snow level may rise above 2500 masl, producing rain even at the highest altitudes of mountain ranges.

Morán-Tejeda *et al.* [2010] stated that in the highest altitudes of the study area, snow can accumulate from late autumn to spring, with a maximum rate of accumulation during winter. In the present study, we considered the cold season to be between November and April, inclusive.

The frequency of snowfall during the cold season strongly depends on altitude. For instance, at altitudes below 700 masl, <10% of precipitation episodes are as snow. This percentage increases to 20% at altitudes 800 masl and >30% above 900 masl. At altitudes near 1100 masl, the percentage of days with snow reaches 50% of all days with precipitation. This percentage increases exponentially to in excess of 90% above 1800 masl. Snow thickness behaves similarly. On the plateau, accumulations rarely exceed 10–20 cm, whereas in mountain areas they can exceed 2 m or even 3 m. There is also great interannual variability of snow accumulation in the mountains of the Iberian peninsula [López-Moreno and García-Ruiz, 2004]. Freezing rain events are very infrequent in the study area and are virtually restricted to mountainous areas [Fernández-González *et al.*, 2014].

3. Database

First, we wish to clarify the difference between the databases used. Sections 5.1 and 5.2 quantitatively analyze the daily amount of total precipitation (rain + snow) registered by the precipitation gauges. Therefore, it was not our aim to differentiate between rain and snow amounts in this section. These data have been verified with total precipitation estimated by the model (stratiform and convective precipitation), which includes snow + rain amounts. For this purpose, weighing gauges accurately measure total precipitation (rain + snow). In contrast, tipping-bucket rain gauges can underestimate snow precipitation when the temperature is sub-freezing, as well as when they are in areas exposed to strong winds. For this reason, we performed a thorough quality control, removing rain gauges with suspicious or erroneous data.

In sections (5.3 and 5.4), a qualitative (presence/absence) validation of the snow forecast is developed, using a different database for the validation, namely, snow plow requests for snowfall presence and the nine principal observing stations of the Spanish Meteorological Agency for absence. Light snowfall cases not requiring snowplows were not considered. We only considered as presence locations those where snowplow requests ensured that considerable amounts of snow had fallen. For absence of snow, we only considered locations where trained personnel verified that the total precipitation amount was 0 mm or that the precipitation was entirely rain, because the minimum temperature was $>5^{\circ}\text{C}$. In this case, the WRF variable used was total snow.

The amount of precipitation accumulation on the surface is very difficult to measure accurately. To make these measurements, precipitation gauges are the most common instrument. The magnitude of error from these devices varies as a function of precipitation rate and wind speed [Huang *et al.*, 2015]. Underestimation of $\sim 20\%$ – 30% of total precipitation is typical for tipping-bucket precipitation gauges, with wind-induced undercatch the major source of error [Villarini *et al.*, 2008]. For solid precipitation, Wolff *et al.* [2015] found a nonlinear relationship between wind speed and undercatch, with strong temperature dependence. There is also undercatch caused by evaporation and sublimation [Rasmussen *et al.*, 2012]. Weighing gauges probably are the most accurate automatic technique for onsite measurements, because their sensitivity is greater than those of traditional tipping-bucket rain gauges [Colli *et al.*, 2014], especially for snowfall. Ikeda *et al.* [2010] recommended the use of weighing gauges at high altitudes for snowfall measurement.

With the aim of quantitative validation of daily precipitation amount estimated by the WRF model, we used a daily precipitation database of the precipitation gauge network of the Duero Water Management Agency. This network has weighing precipitation gauges at altitudes >1200 masl, which consist of a 200 cm^2 collection tank partially filled with antifreeze, which rests on an electronic weighing system. The surface of the bucket is impregnated with an oil film, preventing evaporation or loss of hydrometeors by blowing out of the bucket before they can be weighed. Below 1200 masl, there are tipping-bucket precipitation gauges with resolution of 0.2 mm.

The network has 165 precipitation gauges, and we analyzed data for all 15 days. It was necessary to filter the original data for quality control. This was because of measurement difficulties (heavy snowfall and strong winds) causing insufficient accuracies at some gauges. Average daily accumulated precipitation from the various WRF settings was compared with the database. A Student's t test was applied, removing precipitation gauges with Pearson's correlation coefficient not reaching significance level $\alpha = 0.1$. We selected this significance level to ensure elimination of all stations with data suspected of being erroneous. In this way, we eliminated rain gauges within areas exposed to strong winds, where precipitation is underestimated. Analogously, data from gauges incapable of measuring snow at temperatures $<0^{\circ}\text{C}$ were eliminated. Therefore, we only selected precipitation gauges in locations sheltered from strong winds and those capable of accurately measuring snow.

After this process, a final database of 97 precipitation gauges was used for verification of WRF simulations. Most deleted gauges were at altitudes 1000–1200 masl, where tipping-bucket gauges were unable to accurately measure liquid water equivalent during snowfall with subfreezing temperatures.

Figure 1 shows that the spatial distribution of precipitation gauges was not homogeneous, with greater density in mountainous areas and less density on the central plateau. The main reason for this is that the gauges are concentrated near reservoirs to optimize management of water resources. This discouraged the interpolation of data from precipitation gauges to a grid for comparison to WRF precipitation outputs. This interpolation could have led to erroneous values where gauges density was low, especially considering the abrupt orography of the study area. Therefore, it was decided to validate the gauge network observations with

WRF-simulated precipitation at the closest grid point to each gauge. We have considered the option to apply a bias correction using lapse rate developed by *Gao et al.* [2015]. However, owing to the complicated nature of precipitation processes in mountainous areas and accurate representation of the orography in our study area by the high resolution of the model (mean bias between altitude of the closest grid point and actual altitude is 63 m for D02 and only 54 m for D03), we decided to use the nearest grid point for validation purposes.

The precipitation gauges of the Duero Water Management Agency cannot identify precipitation type. Therefore, to validate the presence/absence of snow simulated by the model, it was necessary to use a different database. Snowfall was validated by locations of snowplow requests. These data were obtained through the emergency service of Spain. The absence of snow was determined based on surface synoptic observations of the nine principal observing stations of the Spanish Meteorological Agency in Castilla and León at which there are trained personnel taking measurements. Therefore, these data are considered reliable. These data were compared with the WRF simulation at their locations. The database to validate snowfall presence or absence was smaller than that of precipitation, owing to the difficulty of obtaining reliable data. There were 488 reports of the snowfall presence from the snowplow requests. There were 65 reports of snowfall absence from the principal observing stations of the Spanish Meteorological Agency.

4. Methodology

4.1. WRF

The WRF model is a numerical weather prediction and atmospheric simulation system designed for operational forecasting and atmospheric research. It is a nonhydrostatic, three-dimensional model, whose details are described in *Skamarock and Klemp* [2008]. In the present study, version 3.5.1. of the Advanced WRF was used, and sensitivities to microphysics and PBL parameterizations were evaluated.

The model was initialized with initial and boundary conditions from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Global Forecast System analyses with 1° horizontal grid spacing. NOAA/NCEP global analyses provide time-varying lateral boundary conditions at 6 h intervals, with data of the surface and 26 pressure levels, from 1000 to 10 hPa. Simulations of the 15 days analyzed were run individually.

We used the scheme defined by *Dudhia* [1989] for shortwave radiation, and the Rapid Radiative Transfer model [*Mlawer et al.*, 1997] was selected for longwave radiation. Furthermore, the Noah Land Surface Model [*Chen and Dudhia*, 2001] was used, which is a four-layer soil temperature and moisture model with canopy moisture and snow cover estimation, which provides data of sensible and latent heat fluxes to the PBL scheme. With the aim of minimizing computational costs, we decided not to evaluate other radiation and land surface parameterizations. This configuration was selected after a thorough literature review [e.g., *Evans et al.*, 2012; *Yuan et al.*, 2012; *Liang et al.*, 2012]. We selected parameterizations with superior results in similar studies for winter conditions.

Most cumulus parameterizations have been developed for low-resolution models, in which they are useful. However, it is more accurate to simulate convective processes explicitly at mesoscale resolution, making unnecessary the use of cumulus parameterizations for resolutions higher than 10–15 km [*Wang and Seaman*, 1997; *Arakawa*, 2004]. *Pennelly et al.* [2014] compared different cumulus parameterizations, obtaining greater accuracy in the forecasting of precipitation using the Kain-Fritsch cumulus scheme [*Kain*, 2004] in domains with lower resolution and explicit cumulus for higher resolutions. In this research, we performed a test using the new Kain-Fritsch cumulus parameterization for D02 and D03 instead of explicitly resolved convection, but the results were unsatisfactory, so it was not used. Considering the above, the new Kain-Fritsch cumulus parameterization was chosen for convection simulation in domain D01. In the domains with higher resolution, cumulus was resolved explicitly.

Finally, we used the Eta surface layer scheme described by *Janjic* [1996]. These schemes have been used by *Gascón et al.* [2015] and *Fernández-González et al.* [2015] for the mainland Iberian Peninsula, with satisfactory results.

A total of 54 sigma levels were defined to study meteorological conditions in the troposphere. We selected a large number of vertical levels to more clearly ascertain differences between the distinct PBL and microphysical schemes used. The spacing of sigma levels was progressive, with greater density near the surface for better representation of the PBL.

Three nested domains were defined to achieve high spatial resolution. The domains D01, D02, and D03 had respective spatial resolutions 27, 9, and 3 km. Intervals between outputs were 3, 1, and 1 h, respectively, for D01, D02, and D03. D01 had 100×100 grid points in both south-north and east-west directions, covering the southwest of Europe and nearby Atlantic Ocean. D02 had 121 east-west grid points and 112 north-south grid points. D02 nearly coincided with the extent of the Iberian Peninsula. To cover the entire Spanish part of the Duero Basin, D03 had 151 east-west grid points and 127 north-south grid points. The selected number of days simulated and resolutions were limited by available computational resources.

An approach to generating ensembles is the use of different physical parameterization schemes to construct various versions of a model and produce an ensemble of simulations that start from the same initial conditions. All model configurations are assumed equally skillful, and the ensemble average should ideally provide a more robust simulation than any individual ensemble member [Stensrud *et al.*, 2000].

The WRF offers multiple options for most physics schemes, enabling the user to optimize the model for a range of spatial and temporal resolutions and climatologically different regions. Here we investigate the performance of various options commonly used for real data applications. We tested four microphysics and two PBL schemes, which are described in the following paragraphs. In this way, we obtained eight deterministic simulations that were combined into an ensemble that permitted development of a probabilistic simulation.

While single-moment bulk microphysics schemes estimate only the mixing ratios of hydrometeors, double-moment methods include an additional prognostic variable that is related to the size distribution, such as number concentration. The single-moment schemes use an assumed distribution function for hydrometeor size [Walko *et al.*, 1995], whereas the double-moment approach explicitly calculates hydrometeor number concentrations, thereby allowing flexibility in the hydrometeor size distribution [Morrison *et al.*, 2005; Thompson *et al.*, 2008]. Double and multimoment approaches require cloud condensation nuclei (CCN) information. The main disadvantage of those approaches is that they require greater computational time than the single-moment schemes. In this research, we investigated a combination of the most commonly used single-moment and double-moment schemes. Following are the microphysical schemes treated herein.

The first microphysical scheme was the WSM [Hong and Lim, 2006]. In this parameterization, properties of cloud ice and related cold microphysical processes are calculated as defined by Hong *et al.* [2004]. Further, various saturation techniques and a process for the conversion of cloud ice to snow were added by Tao *et al.* [1989] and Braun and Tao [2000].

The next selected parameterization was the Goddard, which is a single-moment 6-class microphysics scheme [Tao *et al.*, 2009]. This includes cold rain processes defined by Rutledge and Hobbs [1984] and McCumber *et al.* [1991]. Tao *et al.* [1989] added several saturation techniques, a new process for the conversion of cloud ice to snow, and corrections regarding graupel-related variables following the specifications of Braun and Tao [2000] and Lang *et al.* [2007].

The third scheme is the Thompson 6-class microphysics [Thompson *et al.*, 2008]. It is a single-moment scheme, although for cloud ice and rain it also acts as a double-moment scheme. The Thompson scheme determines the hydrometeor mixing ratio and, for rain and cloud ice hydrometeors, also the number concentration. Snow shape is considered nonspherical, with bulk density varying inversely with diameter as in observations [Thompson *et al.*, 2004], and its size distribution is represented as a sum of exponential and gamma distributions.

Finally, the Morrison 6-class double-moment scheme [Morrison *et al.*, 2009] was used. It includes more complicated microphysics, estimating number concentrations and mixing ratios of four hydrometeor species (cloud water, cloud ice, rainwater, and snow), rain size distribution, and different rates of rain evaporation in stratiform and convective regions. Cloud number concentration is diagnosed. The Morrison microphysical parameterization has options to optimize simulations by accommodating the selection of ice nucleation method and CCN spectra [Morrison *et al.*, 2005].

All four schemes have the same number of water substances, water vapor, cloud water, rainwater, cloud ice, snow, and graupel.

The surface layer determines friction velocities and exchange coefficients for surface heat and moisture fluxes. In the WRF model, these processes are mainly defined by the PBL scheme, which determines vertical subgrid

fluxes owing to eddy transport in the rest of the atmospheric column. PBL schemes deal with the problem of parameterizing the turbulent layer, which develops above the surface because of surface heating, wind shear and friction. Vertical transport of heat, moisture and momentum, and low-level cloud development are influenced by PBL processes. For these reasons, accurate parameterization of this layer is essential to achieve realistic simulations, especially for surface variables such as precipitation type and amount. In this research we used the following PBL schemes.

The first PBL scheme was that of YSU [Hong *et al.*, 2006]. It is a first-order scheme that computes turbulent fluxes using nonlocal eddy diffusivity coefficients. The YSU scheme is based on the Medium Range Forecast model PBL scheme but improves it with explicit treatment of entrainment. PBL height is diagnosed using a critical Richardson number.

The second scheme is MYJ [Janjic, 2001], which is a local closure scheme of order 1.5 and level 2.5. Equations for heat and moisture fluxes include a term that allows them to go against the local gradient, which permits simulation of countergradient fluxes caused by large eddies. This scheme also calculates local vertical mixing. These characteristics, together with estimation of turbulent kinetic energy diffusion outside the mixed layer, improves the representation of entrainment. PBL height is diagnosed using a turbulent kinetic energy threshold. The top of the layer depends on turbulent kinetic energy as well as buoyancy, stability, and shear of the driving flow.

4.2. Validation Methodology

The relationship between quantitative precipitation estimated by the model and observed data is often characterized by their correlation and standard deviation, whereas accuracy is often estimated via the root-mean-square difference (RMSD). In this study, we tested the reliability of each WRF physics scheme and their ensembles in simulating accumulated precipitation with the RMSD, which is especially useful for evaluating discontinuous variables such as precipitation [Stensrud and Wandishin, 2000]. Furthermore, spatial similarity has been measured with Pearson's correlation coefficient, which has been used in similar analyses [Evans *et al.*, 2012]. Moreover, standard deviation has been used to estimate similarity between deterministic simulations and observed values. As claimed by Schwartz *et al.* [2010], standard deviation can also be used to determine the spread of the ensemble members. Standard deviation, correlation coefficient, and RMSD results were summarized in a Taylor diagram, following the methodology in Taylor [2001].

Verification of dichotomous outcomes was performed by constructing a contingency table composed of elements representing all possible scenarios, including probability of detection (POD) (the model detects an observed event), frequency of misses (FOM) (an event occurs that was not detected by the model), false alarm ratio (FAR) (the model detects an event that did not occur), and probability of correct rejection (PCR) (the model correctly determines that an event does not occur). A score of POD or PCR of 1 represents perfect estimation. A score <0.5 has no skill, and 0.7 represents the lower limit of a useful simulation. In contrast, FOM and FAR scores equal to 0 indicate perfect estimation, whereas values close to 1 indicate large errors [Buizza *et al.*, 1999]. The contingency table and equations of these parameters are found in López *et al.* [2007].

Finally, the Brier score (BS) has been used in verification of snowfall outcomes. The BS, which was defined by Brier [1950], is one of the most common methods for verification of probabilistic outcomes of dichotomous events. This skill score measures the total probability error, averaging squared differences between pairs of estimated probabilities and corresponding observations. The observation is set to 1 if the event occurs and 0 if it does not. The BS can take on values between 0 and 1, 0 being perfect estimation. Values near 1 indicate less accurate estimation. The BS has been used to validate quantitative precipitation simulations from the WRF [Yuan *et al.*, 2008]. For deterministic outcomes, the probability is 1 when the model estimates snow and 0 when it does not indicate snow risk.

4.3. Postprocessing

Postprocessing can improve deterministic and probabilistic outcomes. Model Output Statistics (MOS) is an objective technique that determines a statistical relationship between a predictand and variables output from a numerical model. The approach taken herein was to produce these MOS probabilities through multiple linear regression. The error reduction in Lu *et al.* [2007] recommends application of a linear regression method over an ensemble outcome.

Multiple linear regression relates one variable (Y , known as the predictand or dependent variable) to several other variables (X_i , called predictors or independent variables). The result is an equation in which the predictand can be estimated as a linear combination of the predictors:

$$Y = a_0 + a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_3 + a_4X_4 + a_5X_5 + a_6X_6 + a_7X_7 + a_8X_8$$

The fundamental concept of this postprocessing is that when one model configuration is significantly less skillful than the others, then the ensemble members should be weighted unequally to obtain better results. The parameters of the linear regression equation were obtained by introducing observed data and deterministic outcomes during 10 of the 15 days analyzed. Data from the remaining 5 days were used for validation of the postprocessing equation. Days used for constructing the regression equation were randomly chosen.

5. Results

This section will present the results obtained with various microphysical parameterizations and PBL schemes (as well as their combinations) both in the case of total precipitation accumulated and in the form of snow. Besides deterministic simulations, a mean estimation has been calculated, in order to achieve a more accurate verification. What is more, the existing spread between the eight deterministic simulations gives an idea of the reliability of the model.

5.1. Precipitation Estimation

We ran the WRF model, combining the four microphysical parameterizations and two PBL schemes, to obtain eight deterministic outcomes capable of simulating different scenarios. In principle, all simulations were equally valid. The spread of ensemble members (measured by the standard deviation) is typically associated with perceived model uncertainty. Otherwise, probabilistic outcomes can be readily obtained by considering the total number of members detecting an event at a given grid point. Alternatively, information from all the members can be averaged into an ensemble mean precipitation [Schwartz *et al.*, 2010].

We analyze in depth the case of 13 March 2013, which is representative of the influence of the various microphysical and PBL parameterizations used. In this case, light snowfall was expected in northern, central, and eastern Castilla and León, with less likelihood in the southwest of the region. Moderate and even heavy snowfall was predicted on the north side of the Cantabrian Range and locally in the highest mountains of the Central Range and Iberian System. The snowfall episode was caused by Arctic air advection associated with a surface high in the Atlantic, coupled with a trough in the northeastern Iberian Peninsula. This pattern usually produces orographic precipitation on the windward side of the mountain ranges, mainly in the Cantabrian region. In the eastern Duero Basin, the lower altitudes of the Cantabrian Mountains there allowed the entrance of moisture [Merino *et al.*, 2014]. The synoptic situation was characterized by the entrance of northerly flow. This was produced by an anticyclone over the Atlantic and low pressure centered over the northeastern Iberian Peninsula, which caused instability in northern Spain. The episode was characterized by heavy precipitation on the north (windward) side of mountain ranges, especially the Cantabrian Range. Precipitation was weaker on the plateau and nearly nonexistent over the southwestern Duero Basin. This situation indicates that orographic forcing was the main cause of the precipitation enhancement on the windward side of the mountain ranges.

First, we analyze and show quantitative precipitation estimation from the method developed in the research. In Figure 2, the eight deterministic outcomes in D03 are shown for the case of 13 March 2013. The ensemble mean and spread (given by standard deviation between the eight individual outcomes) have been included in this figure, in addition to the maximum precipitation expected from any of the eight deterministic simulations. Images for the other 14 days are not shown for space reasons, although the results indicate similar characteristics as the day illustrated.

The individual deterministic simulations produced varying spatial patterns of precipitation, and it appears that these differences are attributable to the different PBL and microphysics schemes. Similar to Jankov *et al.* [2005], these findings indicate that spread in precipitation can be realized by varying the physical parameterizations within an ensemble method. Observed precipitation during this day strongly depended on the orographic forcing, so WRF-simulated precipitation is extremely sensitive to variations in the microphysics and PBL configurations used. This is consistent with Stensrud *et al.* [2000], who indicated that a model physics ensemble was more skillful than an initial-condition ensemble when large-scale forcing of upward motion is weak.

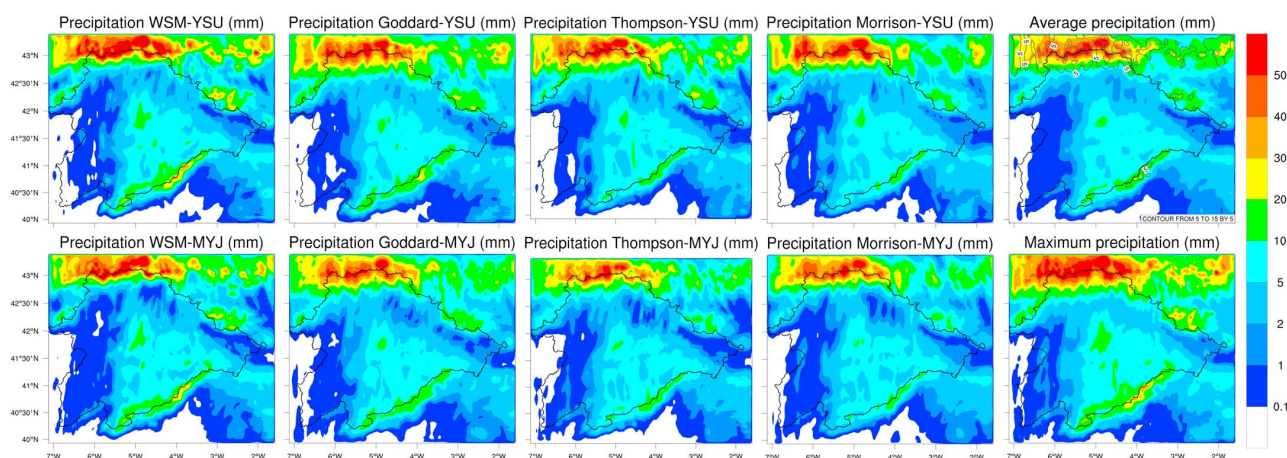


Figure 2. Daily accumulated precipitation estimated by WRF model for 13 March 2013. Eight deterministic outcomes are shown. (top rightmost) Ensemble mean precipitation and spread. (bottom rightmost) Maximum precipitation.

Analyzing the results from different microphysical parameterizations, it was seen that the WSM estimated stronger orographic forcing. In consequence, the estimated precipitation amount on the windward side of the mountains was greater than those from the other three parameterizations. However, the WSM produced the least precipitation on the plateau, confirming that it has a larger contribution of orographic effects.

Another difference of the WSM relative to the other microphysical parameterizations is that abundant precipitation was much more restricted on the north side of the Cantabrian Range. In the other three simulations, there was precipitation >20 mm on the lee side of that range. The explanation for this may be that orographic precipitation was able to cross the range and reach its leeward side when the pressure gradient was strong and there was a cold air mass at upper levels, which causes instability and increases the likelihood of convective precipitation [Merino *et al.*, 2014]. Therefore, the WSM appears more accurate when the pressure gradient is weak. The Goddard, Thompson, and Morrison schemes are expected to be superior around the lee side of the Cantabrian Range when that gradient is strong.

Differences between the YSU and MYJ schemes were more significant. In general terms, precipitation estimated by the MYJ was less than that from the YSU. Although there was a slight decrease of observed precipitation on the plateau, the most significant decline was recorded in mountainous areas. The reduced precipitation from the MYJ scheme may be connected with the fact that PBLs simulated by that scheme are typically cooler, with stronger thermal inversion layers. This can hamper development of orographic forcing and resultant clouds and precipitation.

The ensemble mean in Figure 2 (top rightmost) shows the average precipitation of the eight deterministic outcomes. Also depicted is the standard deviation between the deterministic simulations, revealing a greater spread in mountainous areas, particularly the Cantabrian Range. The main cause of this significant spread is the different formulations for orographic forcing in the microphysical parameterizations and PBL.

This method can be used operationally and would be very helpful to water resource management by the Spanish hydrographic confederations. Managers of these resources in the country generally use deterministic simulations, which typically have large errors, especially for extreme events. The present tool provides more information, because the spread gives some idea of confidence in the model outcome. Moreover, the method gives maximum expected precipitation (shown in Figure 2 (bottom rightmost)) and risk (in probabilistic terms) that it will be reached. Although this maximum is not the most likely value, managers are advised to take appropriate action in case it occurs.

In addition, we analyzed the temporal sensitivity of each of the various combinations of parameterizations to see which had greater reliability in determining the temporal evolution of rainfall. To do this, we analyzed precipitation accumulated every 3 h throughout the day of 13 March 2013.

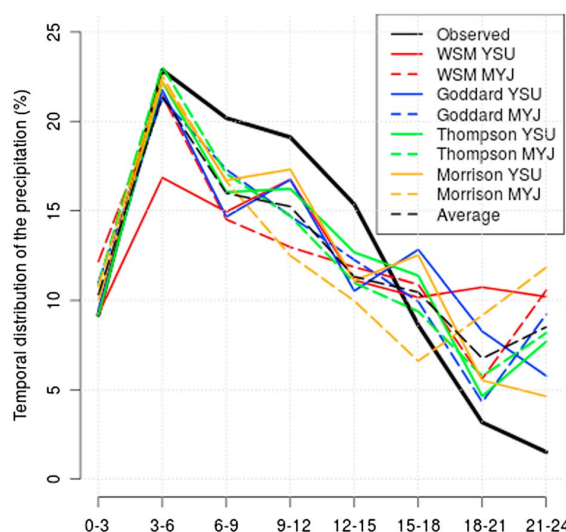


Figure 3. Precipitation accumulated every 3 h for 13 March 2013, both observed and estimated by WRF model.

There were a total of 23 precipitation gauges with valid data every 15 min, all of them weighing gauges and therefore reliable for analysis of temporal sensitivity to various WRF settings. From these data, we calculated precipitation accumulated every 3 h and then compared it to WRF-estimated precipitation in D03.

Figure 3 shows the evolution of precipitation every 3 h during 13 March 2013 (both observed and model estimated). We have represented the percentage of precipitation every 3 h to more clearly visualize temporal similarities and differences between various parameterizations and ground truth.

As seen in Figure 3, all combinations of parameterizations were very accurate for the first 6 h (except WSM-YSU, which underestimated considerably the percentage of recorded precipitation over 3–6 h). Later, between 6 and 15 h, all settings underestimated the percentage of precipitation recorded during this period. However, between 18 and 24 h the opposite occurred; i.e., all WRF model configurations estimated precipitation percentages higher than actually recorded.

Regarding microphysics parameterization, Thompson had the most accurate temporal sensitivity during the day, with correlation coefficient $r = 0.92$. Goddard followed closely with $r = 0.90$, whereas WSM and Morrison had a significantly lower sensitivity ($r = 0.83$ and 0.82 , respectively). Regarding PBL schemes, YSU ($r = 0.90$) was considerably more accurate than MYJ ($r = 0.83$). Individually, the best combination would be the Thompson microphysics parameterization and YSU PBL scheme. By calculating the average precipitation of the eight combinations, very satisfactory results were obtained, with $r = 0.92$. These results are comparable to those of Evans *et al.* [2012].

Table 1 shows mean values in D03 during 13 March 2013 for the following variables: temperature, integrated water vapor (IWV), liquid water path (LWP), ice water path (IWP), and precipitation. For the last four, the values are averages over D03 of totals accumulated throughout the day. Mean values of the two deterministic outcomes from each microphysical parameterization and averages of the four simulations using the same PBL scheme are listed, with the goal of more clearly differentiating the influences of each parameterization.

Table 1. D03 Mean Temperature, IWV, LWP, and IWP

	WSM	Goddard	Thompson	Morrison	YSU	MYJ
Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	0.06	−0.18	−0.11	−0.18	0.18	−0.39
IWV (kgm^{-2})	12.85	13.15	13.42	13.64	13.58	12.94
LWP (gm^{-2})	31.67	81.21	126.81	212.02	117.55	108.31
IWP (gm^{-2})	349.10	572.13	435.49	346.77	464.96	386.84
Precipitation (mm)	7.11	7.15	6.31	6.17	7.19	6.19

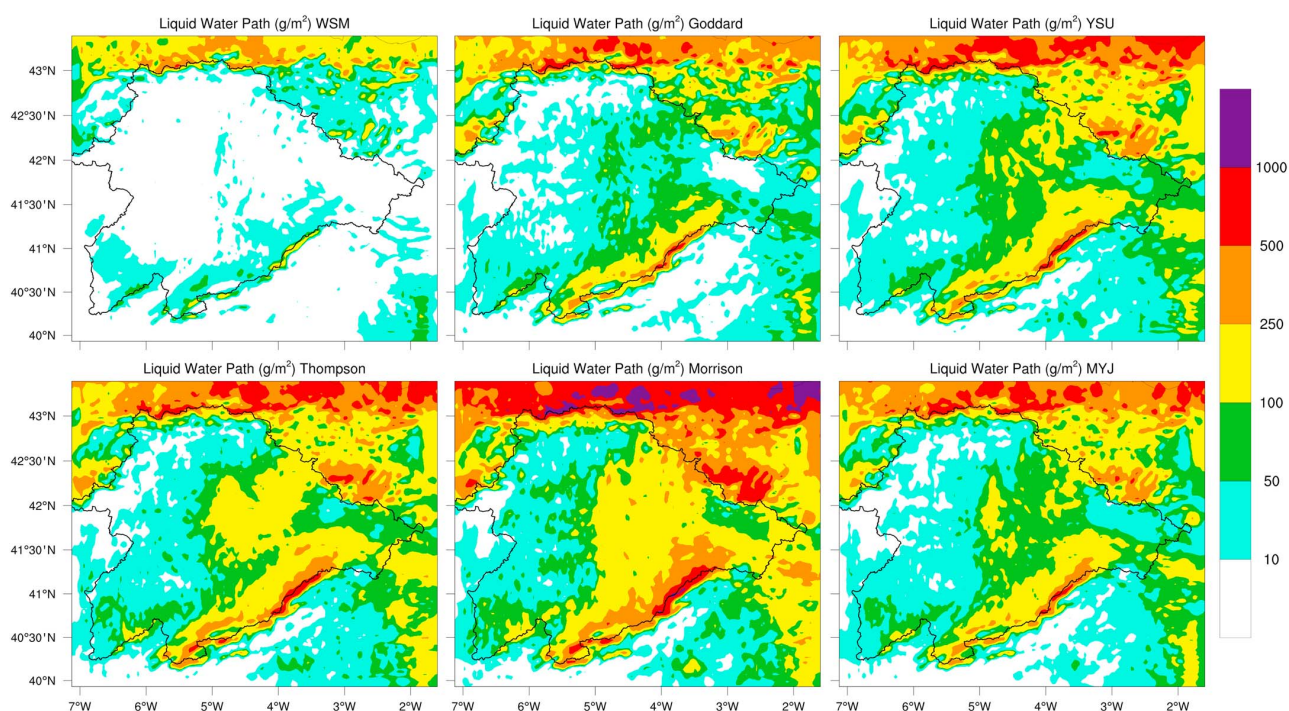


Figure 4. LWP (gm^{-2}) accumulated during 13 March 2013 in D03 for various microphysical parameterizations and PBL schemes.

Surface temperatures simulated by the various microphysical schemes were very similar. There were only slight differences between them (0.25°C at most), with the warmest being the WSM. However, the difference was greater among the PBL schemes. On average for D03, simulations with the YSU scheme had temperatures almost 0.6°C warmer than those with the MYJ scheme. The cooler temperature of MYJ may have contributed to the lesser precipitation simulated with that PBL scheme, because a lower temperature can reduce precipitation generated by convective processes. The aforesaid temperature difference might appear small, but in snowfall episodes a slight temperature increase can alter the precipitation type at the surface, from snow to rain and vice versa.

The YSU scheme produced tropospheric IWV 5% larger than the MYJ scheme. The water vapor mixing ratio is very important for the development of precipitation. It seems logical that the greater the water vapor available in the troposphere, the greater the expected precipitation. Therefore, the less water vapor from the MYJ could be a major cause of the lesser precipitation output by this PBL scheme compared to the YSU. The various IWV values estimated by the distinct microphysical parameterizations do not appear to have significant correlation with estimated precipitation. Mean IWVs determined by the different WRF settings were similar to those obtained by Morland and Mätzler [2007].

LWP and IWP accumulated during a particular day of the database are analyzed in Figures 4 and 5 and Table 1. One sees that the single-moment microphysical schemes (WSM and Goddard) estimated a larger proportion of solid phase and lower concentration of liquid hydrometeors. Simulations with such schemes have difficulty determining accurate size distributions. Furthermore, because of their similarity in modeling warm rain processes, the outputs of these schemes present similar concentrations of both liquid water and ice phase [Kim *et al.*, 2013]. Nevertheless, Morrison (a double-moment scheme) produced a lower amount of solid phase and greater liquid phase, likely because its formulation for heterogeneous nucleation processes is more complex and accurate. Another reason is that modified warm rain processes in double-moment schemes yield smaller amounts of cloud water [Lim and Hong, 2010]. This means that the Morrison scheme has less efficient glaciation processes. The Thompson microphysical scheme is in an intermediate position, likely because it is a partial double-moment scheme.

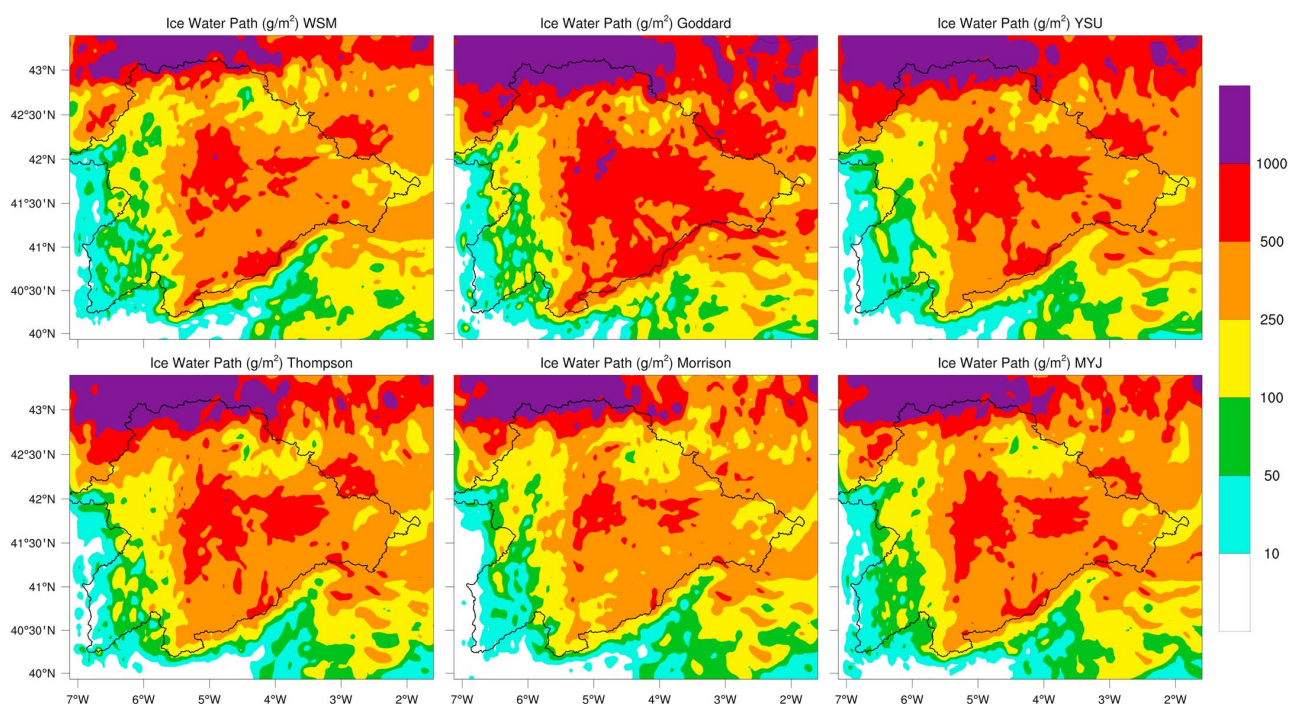


Figure 5. IWP (gm^{-2}) accumulated during 13 March 2013 in D03 for various microphysical parameterizations and PBL schemes.

The shorter IWP simulated using the Morrison scheme relative to Goddard and Thompson may have been caused by its absence of enhanced melting processes of snow and graupel [Morrison *et al.*, 2009]. Our results show that the LWP is very important in determining total amounts of precipitation because, according to Li *et al.* [2009], it modulates related microphysics processes, especially evaporation rate. Differences between PBL schemes were minor for LWP and IWP.

The small LWP from the WSM (Figure 4) is particularly significant, suggesting a clear underestimation of this parameter. In association, a gradient of LWP is evident between single-moment and double-moment schemes. The more complex formulation in double-moment schemes may simulate more accurate LWP and IWP, recommending their use for estimation of hydrometeor number concentration when accurate estimation is required.

For average precipitation in D03, we detected notable differences between the various settings. First, precipitation estimates from single-moment schemes were $\sim 10\%$ – 15% greater than those from double-moment schemes (considering Thompson as a double-moment scheme). Similarly, average precipitation output from the YSU scheme was 16% greater than that from the MYJ. As will be shown in section 5.2, this appears to represent a systematic deviation between the various parameterizations, making postprocessing mandatory. In summary, the results confirm that the PBL scheme and microphysical parameterizations used have a strong influence on the surface precipitation pattern, consistent with Iguchi *et al.* [2012].

5.2. Precipitation Validation

The performance of each physics scheme setting and ensembles of multiple physics parameterizations were evaluated separately. In theory, all ensemble members are assumed equally likely to represent atmospheric conditions at initialization and therefore have the same probability of producing the most accurate outcome [Schwartz *et al.*, 2010].

Numerical results are shown in a Taylor diagram (Figure 6). Analyzing each scheme, it is seen that correlation coefficients are similar, with greater differences in standard deviation and RMSD. Overall, no particular configuration stands out as much better than another, concurring with Gallus and Bresch [2006]. However, a large RMSD was not uniform across the model configurations. The best microphysical parameterization was the Thompson scheme, which had the smallest RMSD. Although the WSM had a correlation coefficient

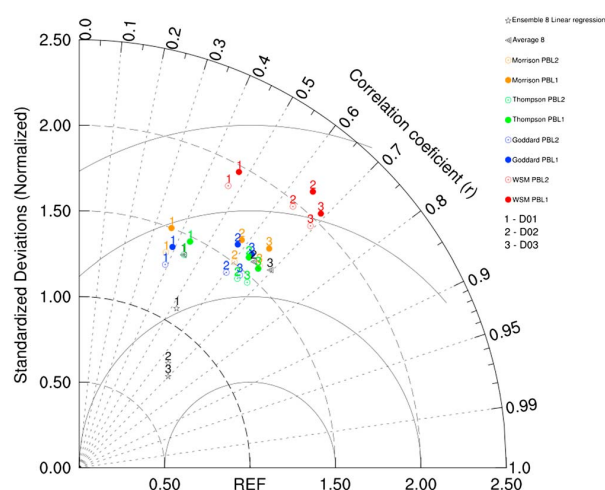


Figure 6. Taylor diagram showing correlation coefficient, RMSD, and standard deviation resulting from different settings of WRF model, ensemble averaging, and postprocessing. Results for D01, D02, and D03 are represented.

comparable to the other schemes, it had the greatest standard deviation and consequent larger RMSD. The Goddard and Morrison schemes were similar to the Thompson scheme but with slightly larger RMSD. On average, all deterministic simulations overestimated precipitation.

Regarding PBL parameterizations, we detected a systematic positive bias in precipitation estimated by the YSU scheme, whereas simulations using MYJ PBL physics gave an overall smaller daily RMSD in the Duero Basin. Analyzing the results of the four microphysical parameterizations, in all cases there was a reduction of RMSD and standard deviation with use of the MYJ versus YSU. *Weisman et al.* [2008] stated that this may be because the YSU typically forms deeper PBL, tending to eliminate capping inversions. However, the MYJ used to simulate PBL conditions is characteristically cooler with stronger thermal inversions, which reduces the convective component of precipitation and thereby its total amount. These results agree with those of *Evans et al.* [2012].

As a first approach to improving the skill of precipitation estimation, it was decided to average the deterministic outcomes to obtain an ensemble average. The objective was more robust and accurate precipitation outputs. Simple equal-weight ensemble averaging of precipitation was compared with observed precipitation. Upon averaging the eight deterministic outcomes, the correlation coefficient increased moderately, indicating a closer approximation to the precipitation spatial distribution. Nevertheless, there was no significant improvement of RMSD. The results show that the ensemble average generally produces more realistic precipitation estimates than the individual deterministic simulations. Improvements over individual ensemble members were seen in the accuracy of spatial patterns (measured by the correlation coefficient), consistent with *Ji et al.* [2014]. However, the RMSD remained large, necessitating postprocessing.

Therefore, we decided to apply a linear regression method with the aim of improving the accuracy of quantitative precipitation estimation over the study area. This was done after discovering a systematic error in the YSU parameterization and WSM. The large standard deviation and RMSD produced with these settings make postprocessing convenient. In this way, we reduced uncertainties of the deterministic simulations and mitigated individual errors. Furthermore, a postprocessing allows us to give a greater weight to the most accurate deterministic members and vice versa. The greatest improvement after using the multiple linear regression was a significant reduction in standard deviation and RMSD, with slight improvements to the spatial distribution of precipitation (the correlation coefficient only increased slightly). In conclusion, by using the eight deterministic outcomes as sole predictors and without considering spatial variations, linear regression reduced RMSD, in agreement with *Wilson* [2007] and *Yuan et al.* [2008].

Upon analyzing model response to increased spatial resolution, accuracy improvement was dramatic for the step from 27 to 9 km, but there was only slight improvement for 9 to 3 km. Examining the plateau surrounded by mountain ranges, this improvement was especially notable in areas of more rugged terrain.

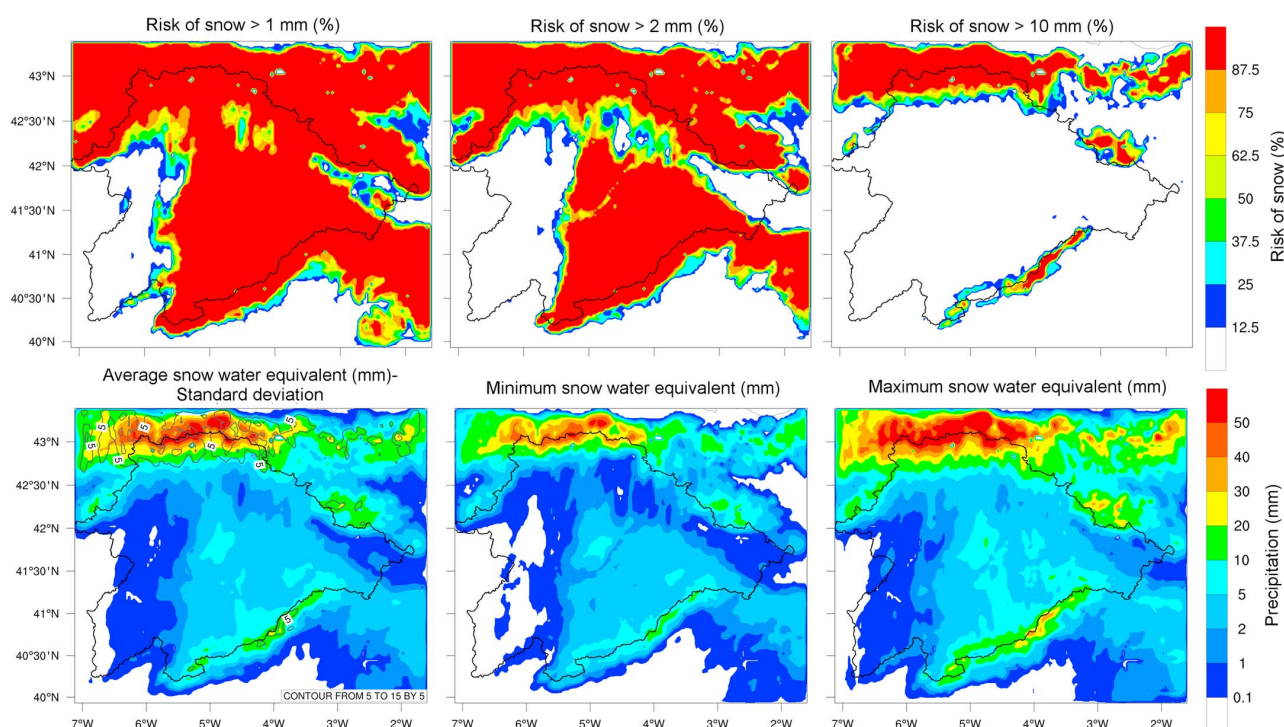


Figure 7. (top row) Risk of reaching snow water equivalent values >1, 2, and 10 mm. (bottom left) The ensemble average together with the spread between eight deterministic simulations. (bottom middle) Minimum and (bottom right) maximum snow water equivalents.

The major improvement from increased model spatial resolution was better representation of the orography and resulting greater accuracy in the simulation of mesoscale processes [Fargey et al., 2014]. However, the RMSD decrease was more noticeable upon combining several parameterizations and applying postprocessing. These results agree with those of Du et al. [2004], who found greater improvement in probabilistic simulation than in a single run with twice the horizontal grid resolution. Therefore, for operational use of the WRF model, it would be interesting to add different physical schemes. This is because the outcomes would likely be more accurate and computational costs would be saved. Our RMSD and correlation coefficient values have the same order of magnitude as those of Kim et al. [2013]. As demonstrated by Ikeda et al. [2010], a horizontal resolution of at least 6 km is necessary to accurately simulate mesoscale processes. Nevertheless, it is unclear if it is worth increasing resolution beyond 3 km, given the associated great increase in computational cost, as found by Weisman et al. [2008].

In short, deterministic outcomes are acceptable in terms of precipitation spatial distribution (correlation coefficients >0.65 for D03), but they overestimate precipitation (large standard deviation and RMSD). Averaging the eight deterministic outcomes produced a more accurate spatial distribution (correlation coefficient = 0.70) but only slightly reduced RMSD. The large RMSD necessitates postprocessing to reduce systematic overestimation of precipitation. A reduction of ~25% was achieved through multiple linear regression. This postprocessing facilitates more accurate precipitation values.

5.3. Snowfall Estimation

This section explores improvement of snowfall estimation by WRF. Firstly, we ran eight deterministic simulations by combining the aforementioned four microphysical parameterizations and two PBL schemes. Then, we combined all these in a probabilistic simulation, which could furnish additional information on the occurrence probability of an event and model reliability. Furthermore, we attained information on minimum and maximum snowfall associated with the various deterministic outcomes.

Probabilistic outcomes of snowfall were realized by summing the number of deterministic simulations that output snowfall exceeding a given amount. Ensemble relative frequencies for a selected variable

Table 2. Summary of Skill Scores From Various WRF Model Settings for Snowfall Detection

	WSM		Goddard		Thompson		Morrison		Ensemble
	YSU	MYJ	YSU	MYJ	YSU	MYJ	YSU	MYJ	Average
<i>Snow Water Equivalent, 1 mm</i>									
POD	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.93	0.86	0.89	0.94
FOM	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.14	0.11	0.06
PCR	0.61	0.51	0.51	0.52	0.52	0.49	0.57	0.58	0.54
FAR	0.39	0.49	0.49	0.48	0.48	0.51	0.43	0.42	0.46
BS	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.17	0.12	0.07
<i>Snow Water Equivalent, 2 mm</i>									
POD	0.85	0.87	0.88	0.88	0.86	0.88	0.83	0.84	0.90
FOM	0.15	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.17	0.16	0.10
PCR	0.72	0.63	0.67	0.66	0.69	0.64	0.72	0.74	0.69
FAR	0.28	0.37	0.33	0.34	0.31	0.36	0.28	0.26	0.31
BS	0.15	0.13	0.11	0.11	0.14	0.12	0.19	0.16	0.09
<i>Snow Depth, 1 cm</i>									
POD	0.89	0.90	0.92	0.90	0.89	0.91	0.86	0.86	0.91
FOM	0.11	0.10	0.08	0.10	0.11	0.09	0.14	0.14	0.09
PCR	0.66	0.55	0.60	0.60	0.64	0.60	0.67	0.63	0.63
FAR	0.34	0.45	0.40	0.40	0.36	0.40	0.33	0.37	0.37
BS	0.11	0.11	0.08	0.10	0.11	0.09	0.14	0.15	0.08
<i>Snow Depth, 2 cm</i>									
POD	0.76	0.83	0.84	0.83	0.80	0.85	0.74	0.77	0.82
FOM	0.24	0.17	0.16	0.17	0.20	0.15	0.26	0.23	0.18
PCR	0.88	0.72	0.75	0.70	0.77	0.75	0.78	0.85	0.75
FAR	0.12	0.28	0.25	0.30	0.23	0.25	0.22	0.15	0.25
BS	0.29	0.18	0.16	0.19	0.24	0.15	0.36	0.26	0.19

corresponded closely with the estimated probability. Figure 7 shows the probability of snow water equivalent amounts greater than 1, 2, and 10 mm for 13 March 2013.

Figure 7 portrays average snow water equivalent estimated by the eight deterministic simulations, together with the standard deviation. The spread between the eight deterministic outcomes gives some idea of model reliability, i.e., the less spread, the greater the reliability. As in the case of total precipitation, there is greater spread between the eight deterministic outcomes in the Cantabrian Range, with less spread in other mountainous regions and very consistent results over the plateau.

Finally, minimum and maximum snow water equivalent generated by the eight deterministic simulations are depicted in Figure 7. Although they are not the most likely, it is very useful to know maximum values of expected snowfall, to be ready and take measures in case those values are reached.

5.4. Snowfall Validation

Finally, in the snowfall episode assessment, we analyzed accuracy of the various deterministic simulations and ensemble average. Skill scores used were the POD, FOM, PCR, FAR, and BS. We also examined the simulated WRF variables snow water equivalent and snow depth, to determine which was more reliable in establishing the snowfall threshold causing traffic problems (evaluated using snowplow requests). We focused here on finer-resolution D03, because it is known that low spatial resolutions underestimate snowfall by 15%–30% because of terrain smoothing and consequent poor representation of mesoscale processes [Leung *et al.*, 2003; Ikeda *et al.*, 2010].

As seen in Table 2, we obtained very satisfactory values of POD and FOM, but PCR and FAR show room for improvement. One reason for those low scores may be the enormous difficulty in obtaining reliable data about absence of snowfall and resultant small database for the study locations. The database of snowfall locations

is more abundant, providing the model with sufficient samples for evaluation. The overall database produced satisfactory results using the BS.

The snow water equivalent appeared to be a more reliable variable than snow depth, as demonstrated by higher skill scores. The largest BS was attained by setting the threshold to 1 mm. However, the PCR improved markedly upon using a 2 mm threshold, with FOM and FAR values more balanced. The threshold could be established based on the purpose for which the model is used.

Among deterministic simulations, the Morrison scheme had a higher PCR than the Goddard and Thompson parameterizations but a larger error in terms of FOM. This may be attributable to the higher percentage of liquid water relative to the solid phase in the Morrison parameterization compared to the Thompson and Goddard. A combination of WSM and YSU schemes produced very satisfactory values of PCR and FAR, possibly owing to the higher temperature predicted by these parameterizations. There were also very satisfactory results for POD, with the second best BS. The best deterministic simulations used the Thompson microphysical and MYJ schemes (as in the case of total precipitation amount), followed by the setting with the WSM parameterization and YSU scheme. The major difference between snow and rain is the amount of cooling of rain droplets necessary to generate ice particles, which is a function of the various microphysical parameterizations used. These results agree with those of *McMillen and James Steenburgh* [2015], who claimed that the Thompson microphysical scheme estimates areal coverage and amount of precipitation as snow more accurately than the Goddard and Morrison schemes, likely owing to more accurate calculation of graupel and snow production rates.

Regarding PBL schemes, there was no appreciable influence of the Goddard simulations. Nevertheless, with the Thompson and Morrison microphysical schemes, there was clear improvement in FOM reduction using the MYJ scheme. This may be due to the stronger thermal inversion layers simulated by this scheme relative to the YSU. This could more accurately simulate snowfall, in that a strong thermal inversion layer at low levels facilitates snow reaching the surface. However, the YSU scheme had a better PCR (especially for the WSM and Thompson schemes), which might be due to the higher temperature simulated by that PBL scheme. This suggests that in this case, the colder temperatures simulated by the MYJ scheme could have overestimated the presence of snow instead of rain.

The BS shows that the skill of the probabilistic outcome was markedly better than those of the deterministic simulations. The combination of the eight deterministic outcomes in an ensemble yielded higher skill scores. Adding physics variability improved model ability to provide model uncertainty, as described in *Du et al.* [2004]. In summary, it is worth making an ensemble simulation, because it notably improves the results of each deterministic outcome, removing part of the individual errors. The developed ensemble permits a total error <10%. This is considered very satisfactory, especially given the enormous difficulty of snowfall estimation.

Despite it being desirable to reduce the FAR, in this study it is more important to minimize the FOM because the purpose is to avoid risks. If the model estimates snow but it does not snow, it could increase the cost of road maintenance. However, if the model determines no snow and it does snow, it could have dramatic consequences, for example, by increasing the number of traffic accidents because drivers are not warned in advance of the danger of slippery roads.

We wanted to do postprocessing of the snowfall estimates, but the scarce database of snowfall episodes hampered the development of accurate multiple linear regression.

6. Conclusions

This research addressed the enormous difficulty of simulating snowfall episodes with numerical weather prediction models. We compared the results of four different microphysical parameterizations and two PBL schemes, finding that there is no unique solution for every synoptic situation. For the 15 snowfall days analyzed, a combination of the Thompson microphysical parameterization and MYJ scheme was the most accurate in terms of precipitation spatial distribution and smaller RMSD of precipitation amount, relative to the precipitation gauge network database. The same occurred when we analyzed the ability of the various settings to distinguish snow and rain. However, the YSU PBL scheme is more accurate than MYJ regarding temporal sensitivity.

The accuracy of the precipitation and snowfall outcomes increased significantly by combining the eight deterministic simulations in an ensemble average, especially for spatial distributions. Moreover, the spread expressed by standard deviation between the eight individual outcomes provides useful information about model reliability. Furthermore, the method gives probabilistic information about risk of a given amount of precipitation or snowfall predicted.

Multiple linear regression was used as postprocessing, achieving a substantial reduction of RMSD. In our case, this postprocessing was especially useful for reducing systematic overestimation of precipitation amount in the study area, exercising the YSU and WSM parameterization options of the WRF model.

Improvement of model accuracy by increasing its spatial resolution was substantial in the step from 27 to 9 km but weak from 9 to 3 km. The next targets should be focused on determining the optimal horizontal resolution of the WRF model, with regard to both forecasting accuracy and computational cost. The estimation of these parameters will require the availability of a network with higher density of observations, as well as instrumentation more accurate in the measure of snow water equivalent. For the current study we used the most reliable instrumentation existing in the study area, although we are aware of their limitations in measuring snowfall under extreme weather conditions. In this regard, we are studying the possibility of introducing in the study area additional instrumentation (such as snow pillows) for future researches.

Operational use of this tool would be helpful in making decisions for various human activities, mainly in the management of snowplows. Current information offered in Spain is based on melting level and is generally incomplete and inaccurate. The tool can give detailed information about the exact location of snowfall expected, at high spatial (3 km) and temporal (1 h) resolution. The accuracy of this information would reduce management costs and optimize the use of salt, equipment, and personnel.

Differences in precipitation distribution and amount simulated by various PBL and microphysics schemes reveal uncertainty present in these formulations. This necessitates improvement of these parameterizations, in particular by enhancing the modeling of various hydrometeors and microphysical processes that interact.

Future work may be directed at increasing the spread of the ensemble simulation by perturbing initial conditions. It is also possible that other microphysical and PBL schemes will be evaluated. Furthermore, we believe that the results of this study might be extrapolated to other similar climatic regions at midlatitudes. Therefore, we intend to expand the study area in future studies. Finally, we anticipate applying this method in the warm season to evaluate its accuracy during convective episodes. We expect that the accuracy of our method will increase in the analysis of weather phenomena other than snowfall. This is because of the enormous difficulties in the measurement of snowfall and their simulation by numerical weather models.

Acknowledgments

Data support was from the Atmospheric Physics Group (University of León, Spain), Duero Hydrographic Confederation, Spanish Meteorological Agency, and the emergency service of Spain. To request the data, please contact S. Fernández-González (sefern04@ucm.es). This paper was supported by the following grants: TEcoAgua, METEORISK PROJECT(RTC-2014-1872-5), Granimetro(CGL2010-15930) and MINECO(CGL2011-25327, RTC-2014-1872-5 and ESP2013-47816-C4-4P), and LE220A11-2 and LE003B009 awarded by the Junta de Castilla and León. Special thanks to Roberto Weigand, Ángel Guerrero, Steven Hunter, and Analisa Weston. S. Fernández-González acknowledges the grant support from the FPU program (AP 2010-2093).

References

- Alhamed, A., S. Lakshminarayanan, and D. Stensrud (2002), Cluster analysis of multimodel ensemble data from SAMEX, *Mon. Weather Rev.*, **130**(2), 226–256.
- Arakawa, A. (2004), The cumulus parameterization problem: Past, present, and future, *J. Clim.*, **17**(13), 2493–2525, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2493:RATCPP>2.0.CO;2.
- Braun, S., and W.-K. Tao (2000), Sensitivity of high-resolution simulations of Hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, **128**(12), 3941–3961.
- Bremnes, J. (2004), Probabilistic forecasts of precipitation in terms of quantiles using NWP model output, *Mon. Weather Rev.*, **132**(1), 338–347.
- Brier, G. (1950), Verification of forecasts expressed in terms of probability, *Mon. Weather Rev.*, **78**, 1–3.
- Buizza, R., M. Miller, and T. Palmer (1999), Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**(560), 2887–2908.
- Caramelo, L., and M. D. Manso-Orgaz (2007), A study of precipitation variability in the Duero Basin (Iberian Peninsula), *Int. J. Climatol.*, **27**, 327–339, doi:10.1002/joc.1403.
- Chen, F., and J. Dudhia (2001), Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity, *Mon. Weather Rev.*, **129**(4), 569–585.
- Colli, M., L. Lanza, P. La Barbera, and P. Chan (2014), Measurement accuracy of weighing and tipping-bucket rainfall intensity gauges under dynamic laboratory testing, *Atmos. Res.*, **144**, 186–194, doi:10.1016/j.atmosres.2013.08.007.
- Datla, S., and S. Sharma (2008), Impact of cold and snow on temporal and spatial variations of highway traffic volumes, *J. Transport Geogr.*, **16**(5), 358–372, doi:10.1016/j.jtrangeo.2007.12.003.
- Du, J., et al. (2004), The NOAA/NWS/NCEP Short Range Ensemble Forecast (SREF) system: Evaluation of an initial condition versus multiple model physics ensemble approach, in *16th Conference on Numerical Prediction*, p. 21.3, Am. Meteorol. Soc., Seattle, Wash.
- Dudhia, J. (1989), Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, **46**(20), 3077–3107.
- Eckel, F., and C. Mass (2005), Aspects of effective mesoscale, short-range ensemble forecasting, *Weather Forecasting*, **20**(3), 328–350, doi:10.1175/WAF843.1.

- Erickson, M., B. Colle, and J. Charney (2012), Impact of bias-correction type and conditional training on Bayesian model averaging over the Northeast United States, *Weather Forecasting*, 27(6), 1449–1469, doi:10.1175/WAF-D-11-00149.1.
- Evans, J., M. Ekström, and F. Ji (2012), Evaluating the performance of a WRF physics ensemble over South-East Australia, *Clim. Dyn.*, 39(6), 1241–1258, doi:10.1007/s00382-011-1244-5.
- Evans, R., M. Harrison, R. Graham, and K. Mylne (2000), Joint medium-range ensembles from the Met. Office and ECMWF systems, *Mon. Weather Rev.*, 128(9), 3104–3127.
- Fargey, S., W. Henson, J. Hanesiak, and R. Goodson (2014), Characterization of an unexpected snowfall event in Iqaluit, Nunavut, and surrounding area during the Storm Studies in the Arctic field project, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(9), 5492–5511, doi:10.1002/2013JD021176.
- Fernández-González, S., F. Valero, J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2014), Observation of a freezing drizzle episode: A case study, *Atmos. Res.*, 149, 244–254, doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.014.
- Fernández-González, S., F. Valero, J. L. Sánchez, E. Gascón, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3,984–3,999, doi:10.1002/2014JD022916.
- Gallus, W., Jr., and J. Bresch (2006), Comparison of impacts of WRF dynamic core, physics package, and initial conditions on warm season rainfall forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 134(9), 2632–2641, doi:10.1175/MWR3198.1.
- Gao, Y., J. Xu, and D. Chen (2015), Evaluation of WRF Mesoscale Climate Simulations over the Tibetan Plateau during 1979–2011, *J. Clim.*, 28, 2823–2841, doi:10.1175/JCLI-D-14-00300.1.
- Gascón, E., J. Sánchez, S. Fernández-González, L. Hermida, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(4), 1565–1581, doi:10.1002/2014JD022510.
- Hamill, T. M., and S. J. Colucci (1998), Evaluation of Eta-RSM ensemble probabilistic rainfall forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 126, 711–724.
- Harrison, M., T. Palmer, D. Richardson, and R. Buizza (1999), Analysis and model dependencies in medium-range ensembles: Two transplant case-studies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125(559), 2487–2515.
- Homar, V., D. J. Stensrud, J. J. Levit, and D. R. Bright (2006), Value of human-generated perturbations in short-range ensemble forecasts of severe weather, *Weather Forecasting*, 21(3), 347–363.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim (2006), The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *J. Korean Meteorol. Soc.*, 42, 129–151.
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen (2004), A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Mon. Weather Rev.*, 132(1), 103–120.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia (2006), A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Mon. Weather Rev.*, 134(9), 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Huang, G.-J., V. Bringi, D. Moisseev, W. Petersen, L. Bliven, and D. Hudak (2015), Use of 2D-video disdrometer to derive mean density-size and Ze-SR relations: Four snow cases from the light precipitation validation experiment, *Atmos. Res.*, 153, 34–48, doi:10.1016/j.atmosres.2014.07.013.
- Iguchi, T., T. Matsui, J. Shi, W.-K. Tao, A. Khain, A. Hou, R. Cifelli, A. Heymsfield, and A. Tokay (2012), Numerical analysis using WRF-SBM for the cloud microphysical structures in the C3VP field campaign: Impacts of supercooled droplets and resultant riming on snow microphysics, *J. Geophys. Res.*, 117, D23206, doi:10.1029/2012JD018101.
- Ikeda, K., et al. (2010), Simulation of seasonal snowfall over Colorado, *Atmos. Res.*, 97(4), 462–477, doi:10.1016/j.atmosres.2010.04.010.
- Janjic, Z. (1996), *The Surface Layer Parameterization in the NCEP Eta Model*, 444 pp., World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.
- Janjic, Z. (2001), Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model, in *Note 437*, p. 61, NCEP Office. [Available at <http://www.emc.ncep.noaa.gov/officenotes/FullTOC.html>.]
- Jankov, I., W. Gallus Jr., M. Segal, B. Shaw, and S. Koch (2005), The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall, *Weather Forecasting*, 20(6), 1048–1060, doi:10.1175/WAF888.1.
- Ji, F., M. Ekström, J. Evans, and J. Teng (2014), Evaluating rainfall patterns using physics scheme ensembles from a regional atmospheric model, *Theor. Appl. Climatol.*, 115(1–2), 297–304, doi:10.1007/s00704-013-0904-2.
- Johnson, A., and X. Wang (2012), Verification and calibration of neighborhood and object-based probabilistic precipitation forecasts from a multimodel convection-allowing ensemble, *Mon. Weather Rev.*, 140(9), 3054–3077, doi:10.1175/MWR-D-11-00356.1.
- Kain, J. (2004), The Kain-Fritsch convective parameterization: An update, *J. Appl. Meteorol.*, 43(1), 170–181.
- Kim, J.-H., D.-B. Shin, and C. Kummerow (2013), Impacts of a priori databases using six WRF microphysics schemes on passive microwave rainfall retrievals, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30(10), 2367–2381, doi:10.1175/JTECH-D-12-00261.1.
- Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, T. E. LaRow, D. R. Bachiochi, Z. Zhang, C. E. Williford, S. Gadgil, and S. Surendran (2013), Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble, *Science*, 285, 1548–1550, doi:10.1126/science.1285.5433.1548.
- Lang, S., W.-K. Tao, R. Cifelli, W. Olson, J. Halverson, S. Rutledge, and J. Simpson (2007), Improving simulations of convective systems from TRMM LBA: Easterly and westerly regimes, *J. Atmos. Sci.*, 64(4), 1141–1164, doi:10.1175/JAS3879.1.
- Lauret, P., M. Diagne, and M. David (2014), A neural network post-processing approach to improving NWP solar radiation forecasts, *Energy Procedia*, 57, 1044–1052, doi:10.1016/j.egypro.2014.10.089.
- Leung, L., Y. Qian, J. Han, and J. Roads (2003), Intercomparison of global reanalyses and regional simulations of cold season water budgets in the western United States, *J. Hydrometeorol.*, 4(6), 1067–1087, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1067:IOGRAR>2.0.CO;2.
- Li, X., W.-K. Tao, A. Khain, J. Simpson, and D. Johnson (2009), Sensitivity of a cloud-resolving model to bulk and explicit bin microphysical schemes. Part I: Comparisons, *J. Atmos. Sci.*, 66(1), 3–21, doi:10.1175/2008JAS2646.1.
- Liang, X.-Z., et al. (2012), Regional Climate-Weather Research and Forecasting Model (CWRf), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 1363–1387, doi:10.1175/2008JAS2646.1.
- Lim, K., and S.-Y. Hong (2010), Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models, *Mon. Weather Rev.*, 138(5), 1587–1612, doi:10.1175/2009MWR2968.1.
- López, L., E. García-Ortega, and J. Sánchez (2007), A short-term forecast model for hail, *Atmos. Res.*, 83(2–4), 176–184, doi:10.1016/j.atmosres.2005.10.014.
- López-Moreno, J. I., and J. M. García-Ruiz (2004), Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees, *Hydrol. Sci.*, 49(5), 787–802, doi:10.1623/hysj.49.5.787.5135.
- Lu, C., H. Yuan, B. Schwartz, and S. Benjamin (2007), Short-range numerical weather prediction using time-lagged ensembles, *Weather Forecasting*, 22(3), 580–595, doi:10.1175/WAF999.1.
- McCumber, M., W.-K. Tao, J. Simpson, R. Penc, and S.-T. Soong (1991), Comparison of ice-phase microphysical parameterization schemes using numerical simulations of tropical convection, *J. Appl. Meteorol.*, 30(7), 985–1004.
- McMillen, J., and W. James Steenburgh (2015), Impact of microphysics parameterizations on simulations of the 27 October 2010 great Salt Lake-effect snowstorm, *Weather Forecasting*, 30(1), 136–152, doi:10.1175/WAF-D-14-00060.1.

- Merino, A., S. Fernández, L. Hermida, L. López, J. Sánchez, E. García-Ortega, and E. Gascón (2014), Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends, *Sci. World J.*, 2014, 480,275, doi:10.1155/2014/480275.
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102(14), 16663–16682.
- Molteni, F., R. Buizza, T. Palmer, and T. Petrolia (1996), The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122(529), 73–119.
- Molthan, A., and B. Colle (2012), Comparisons of single- and double-moment microphysics schemes in the simulation of a synoptic-scale snowfall event, *Mon. Weather Rev.*, 140(9), 2982–3002, doi:10.1175/MWR-D-11-00292.1.
- Morán-Tejeda, E., A. Ceballos-Barbancho, and J. M. Llorente-Pinto (2010), Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The mountains of Duero River basin (Central Spain), *Global Planet. Change*, 72, 39–49, doi:10.1016/j.gloplacha.2010.03.003.
- Morán-Tejeda, E., J. López-Moreno, A. Ceballos-Barbancho, and S. Vicente-Serrano (2011), River regimes and recent hydrological changes in the Duero basin (Spain), *J. Hydrol.*, 404(3–4), 241–258, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.034.
- Morland, J., and C. Mätzler (2007), Spatial interpolation of GPS integrated water vapour measurements made in the Swiss Alps, *Meteorol. Appl.*, 14(1), 15–26, doi:10.1002/met.2.
- Morrison, H., J. Curry, and V. Khvorostyanov (2005), A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description, *J. Atmos. Sci.*, 62(6), 1665–1677, doi:10.1175/JAS3446.1.
- Morrison, H., G. Thompson, and V. Tatarskii (2009), Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes, *Mon. Weather Rev.*, 137(3), 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.
- Pennelly, C., G. Reuter, and T. Flesch (2014), Verification of the WRF model for simulating heavy precipitation in Alberta, *Atmos. Res.*, 135–136, 172–192, doi:10.1016/j.atmosres.2013.09.004.
- Pielke, R. A., Jr., and M. Downton (2000), Precipitation and damaging floods: Trends in the United States, 1932–97, *J. Clim.*, 13(20), 3625–3637.
- Rasmussen, R., et al. (2012), How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93(6), 811–829, doi:10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Rutledge, S., and P. Hobbs (1984), Mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, 41(20), 2949–2972.
- Schwartz, C., J. Kain, S. Weiss, M. Xue, D. Bright, F. Kong, K. Thomas, J. Levit, M. Coniglio, and M. Wandishin (2010), Toward improved convection-allowing ensembles: Model physics sensitivities and optimizing probabilistic guidance with small ensemble membership, *Weather Forecasting*, 25(1), 263–280, doi:10.1175/2009WAF2222267.1.
- Skamarock, W., and J. Klemp (2008), A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *J. Comput. Phys.*, 227(7), 3465–3485, doi:10.1016/j.jcp.2007.01.037.
- Stensrud, D., and M. Wandishin (2000), The correspondence ratio in forecast evaluation, *Weather Forecasting*, 15(5), 593–602.
- Stensrud, D., J.-W. Bao, and T. Warner (2000), Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems, *Mon. Weather Rev.*, 128, 2077–2107.
- Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber (1989), An ice-water saturation adjustment, *Mon. Weather Rev.*, 117, 231–235.
- Tao, W.-K., et al. (2009), The Goddard multi-scale modeling system with unified physics, *Ann. Geophys.*, 27(8), 3055–3064, doi:10.5194/angeo-27-3055-2009.
- Taylor, K. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183–7192.
- Thompson, G., R. Rasmussen, and K. Manning (2004), Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis, *Mon. Weather Rev.*, 132(2), 519–542.
- Thompson, G., P. Field, R. Rasmussen, and W. Hall (2008), Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization, *Mon. Weather Rev.*, 136(12), 5095–5115, doi:10.1175/2008MWR2387.1.
- Tracton, M., and E. Kalnay (1993), Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects, *Weather Forecasting*, 8(3), 379–398.
- Villarini, G., P. Mandapaka, W. Krajewski, and R. Moore (2008), Rainfall and sampling uncertainties: A rain gauge perspective, *J. Geophys. Res.*, 113, D11102, doi:10.1029/2007JD009214.
- Walko, R., W. Cotton, M. Meyers, and J. Harrington (1995), New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme, *Atmos. Res.*, 38(1–4), 29–62, doi:10.1016/0169-8095(94)00087-T.
- Wang, W., and N. L. Seaman (1997), A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model, *Mon. Weather Rev.*, 125, 252–278, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<0252:ACSOCP>2.0.CO;2.
- Weisman, M., C. Davis, W. Wang, K. Manning, and J. Klemp (2008), Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model, *Weather Forecasting*, 23(3), 407–437, doi:10.1175/2007WAF2007005.1.
- Wilks, D. (2009), Extending logistic regression to provide full-probability-distribution MOS forecasts, *Meteorol. Appl.*, 16(3), 361–368, doi:10.1002/met.134.
- Wilson, T. (2007), The forecast accuracy of Australian Bureau of Statistics national population projections, *J. Population Res.*, 24(1), 91–117.
- Wolff, M., K. Isaksen, A. Petersen-Øverleir, K. Ødemark, T. Reitan, and R. Brækkan (2015), Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: Results of a Norwegian field study, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(2), 951–967, doi:10.5194/hess-19-951-2015.
- Yuan, H., J. McGinley, P. Schultz, C. Anderson, and C. Lu (2008), Short-range precipitation forecasts from time-lagged multimodel ensembles during the HMT-west-2006 campaign, *J. Hydrometeorol.*, 9(3), 477–491, doi:10.1175/2007JHM879.1.
- Yuan, X., and E. F. Wood (2012), On the clustering of climate models in ensemble seasonal forecasting, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L18701, doi:10.1029/2012GL052735.
- Yuan, X., X.-Z. Liang, and E. F. Wood (2012), WRF ensemble downscaling seasonal forecasts of China winter precipitation during 1982–2008, *Clim. Dyn.*, 39, 2041–2058, doi:10.1007/s00382-011-1241-8.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En los artículos mostrados en la sección previa se incluye una extensa discusión de los resultados alcanzados en esta tesis. De forma complementaria, en este apartado se va a realizar una discusión integradora de los resultados descritos a lo largo de esta memoria de tesis doctoral.

La primera parte de esta memoria de tesis doctoral trata un tema tan interesante, como a la vez peligroso, como es el engelamiento en aviones. A partir del análisis de un caso de engelamiento que sufrió el avión utilizado en la toma de datos científicos dentro de la campaña de campo del proyecto TecoAgua se ha observado como este episodio fue causado por la combinación de una serie de factores. Condiciones de estabilidad atmosférica estratificadas han sido conectadas con la aparición de altas concentraciones de SLD, muy peligrosas para la aviación, lo que concuerda con los resultados expuestos por *Bernstein* (2000). Este hecho favorece que haya cizalladura cerca del techo nuboso, intensa mezcla y una elevada eficiencia del proceso de colisión-coalescencia que genera SLD (*Korolev et al.*, 2007). En el perfil vertical de temperaturas tomado por el radiómetro se demuestra la ausencia de una capa cálida, lo que confirma que las SLD se formaron mediante el proceso de colisión-coalescencia.

Las condiciones de la atmósfera cuando se produjo el engelamiento eran las siguientes: temperatura en torno a -12°C , débiles corrientes verticales, $\text{LWC} > 0.2 \text{ g m}^{-3}$ y baja concentración de IN. Estas condiciones son similares a las descritas por *Ellrod y Bailey* (2007) para ambientes propicios al engelamiento de aviones. La presencia de SLD es un factor muy peligroso en aviación ya que se pueden congelar en zonas del avión no protegidas con sistemas antiengelamiento, pudiendo afectar a la aerodinámica de la aeronave y por tanto disminuir su sustentación (*Ashenden et al.*, 1996).

La simulación con el modelo WRF de este episodio de engelamiento en aviones permitió comprobar los factores meteorológicos causantes del mismo. A escala sinóptica, una anomalía fría y dinámica de la tropopausa que se acercaba por el norte provocaba el aumento de humedad en la zona de estudio, que además se fue acumulando debido al bloqueo provocado por otra anomalía fría situada en el suroeste de la península ibérica.

Como señalan *Reinking et al.* (2000), el ascenso de una masa de aire cálida sobre otra más fría proporciona la humedad y las corrientes ascendentes necesarias para el crecimiento de gotas de agua líquida mediante el proceso de colisión-coalescencia.

Al aumentar la resolución del modelo se observa como a mesoescala se formó una mesobaja así como ondas de montaña a sotavento de la Sierra de Guadarrama, con corrientes verticales asociadas a estos fenómenos, que están conectadas con el engelamiento en aviones (*Geresdi et al.*, 2005). Tal y como afirman *Politovich* (1989), el forzamiento orográfico permite la formación de SLD y su acumulación cerca del techo nuboso. En definitiva, se demuestra como una observación en continuo junto con la modelización con una elevada resolución pueden ser de gran utilidad a la hora de minimizar los riesgos causados por condiciones engelantes sobre la navegación aérea.

En lo que respecta a la precipitación engelante, a continuación se va a exponer la discusión de los resultados alcanzados tras el análisis del episodio de llovizna engelante registrado en el Puerto de Navacerrada. Al igual que en el episodio de engelamiento en aviones, la concentración de IN medida durante el evento de precipitación engelante fue muy baja. Este hecho dificulta una correcta glaciación de los hidrometeoros en fase líquida presentes en la nube, lo que favorece la caída de precipitación engelante en superficie.

Durante la llovizna engelante sólo había nubosidad baja de carácter orográfico, con un techo nuboso con temperaturas superiores a -15°C , lo que dificultó en gran medida los procesos de nucleación para la formación de hidrometeoros en fase sólida. Al igual que en el caso analizado por *Rauber et al.* (2000), este episodio de precipitación engelante estuvo causado por los procesos de difusión de vapor y colisión-coalescencia, sin llegar a generarse hidrometeoros sólidos y posterior fusión ya que no se apreciaba una capa cálida (con temperaturas superiores a 0°C) ni en los perfiles verticales del radiómetro ni en la simulación realizada con el modelo WRF. El episodio de llovizna engelante observado estuvo provocado por nubes estratiformes de espesor reducido (menos de 1000 m) con temperaturas en su base y techo de -7.5 y -12°C respectivamente. Estos resultados son similares a los descritos por *Cober et al.* (1996).

Sin embargo, de forma previa a la caída de llovizna engelante se registraron nevadas débiles en la zona de estudio y, posteriormente, se produjeron nevadas moderadas. Estas nevadas coincidieron con el paso de sistemas frontales que provocaron la aparición de nubosidad en niveles medios. La caída de cristales de hielo desde el nivel superior provocó la reducción de agua líquida subfundida en las nubes orográficas mediante los procesos de acreción o *riming* y *seeder-feeder* (*Geresdi et al.*, 2005), favoreciendo que la precipitación registrada en superficie fuese en forma de nieve.

En esta memoria de tesis doctoral se ha demostrado que mediante una combinación de diferentes canales del MSG es posible determinar tanto la temperatura como la fase en la

que se encuentra el techo nuboso, lo que puede resultar de gran utilidad para la determinación de regiones en las que hay riesgo de engelamiento, como ya adelantaban (*Lensky y Rosenfeld, 2003*). De esta forma, si en el techo nuboso se aprecian hidrometeoros en fase líquida existirá riesgo de precipitaciones engelantes si en superficie tenemos temperaturas por debajo de 0°C.

Mediante la modelización con el WRF del evento de precipitación engelante se advierte que a escala sinóptica el episodio estuvo causado por el ascenso de aire húmedo sobre el aire frío acumulado a barlovento de un sistema montañoso, de forma similar al patrón definido por *Rauber et al. (2001)*.

Posteriormente, se necesitó una elevada resolución espacial (1 km) para poder representar de forma precisa los factores meteorológicos a mesoescala. De esta forma se pudo descubrir el bloqueo en la cara norte de la Sierra de Guadarrama cuando el flujo de viento era débil, así como la convergencia de vientos provocada por la conducción del flujo de forma paralela a la barrera orográfica. Estos procesos han sido asociados a la generación de precipitación engelante anteriormente (*Henson et al., 2011; Hughes et al., 2012*).

De forma previa al episodio de precipitación engelante las temperaturas eran muy bajas, en torno a -7°C. Posteriormente, la máxima no alcanzó los 0°C, por lo que durante todo el día se mantuvieron condiciones propicias al engelamiento. Este hecho fue ayudado por la inversión térmica favorecida por la capa de nieve acumulada por las nevadas caídas los días previos. *Eriksson (2001)* señala que se necesitan temperaturas muy bajas de forma previa a episodios de lluvia engelante, ya que si no el calor latente liberado en el proceso de congelación puede hacer subir la temperatura del ambiente circundante por encima de 0°C y acortar la duración de este fenómeno si no hay advección de aire frío (*Lackmann et al., 2002*).

El viento perpendicular a la Sierra de Guadarrama provocó corrientes verticales ascendentes a barlovento de este sistema montañoso, que junto a la advección de humedad causó la existencia de nubes orográficas durante toda la jornada, lo que concuerda con los resultados de *Kim y Kang (2007)*. La precipitación engelante aparece conectada a corrientes ascendentes asociadas al forzamiento orográfico en las laderas de las montañas (*Cortinas et al., 2004*).

Una capa estable situada por encima del techo de las nubes orográficas durante el episodio de precipitación engelante impidió un mayor desarrollo vertical de la nubosidad. Por debajo de esta capa, la aparición de agua líquida subfundida estuvo asociada a condiciones de estabilidad estática neutras, lo que es consistente con lo señalado por *Pobanz et al. (1994)*.

En la simulación se aprecia claramente como cuando aparece nubosidad en niveles

medios debido al paso de sistemas frontales, la precipitación engelante es suprimida mediante el proceso de *seeder-feeder*, registrándose nevadas en superficie. Esto es debido a que los cristales de hielo que caen de la nube superior siembran la nube orográfica, provocando la eliminación de agua líquida subfundida, tal y como explica Sibley (2005).

La presencia de temperaturas por debajo de 0°C, fuertes vientos y agua líquida subfundida en la región de la atmósfera en contacto con la superficie terrestre puede provocar que se produzca englamamiento atmosférico en superficie (Makkonen y Lozowski, 2008), o cencellada como es comúnmente conocido este fenómeno. Los modelos numéricos de predicción no suelen considerar este fenómeno meteorológico en sus salidas, lo que aumenta la vulnerabilidad de las actividades humanas a este riesgo meteorológico.

El conocimiento adquirido a lo largo del análisis realizado tanto de la observación como de la modelización de este episodio nos ha permitido desarrollar dos herramientas para la estimación de precipitación engelante y cencellada, que pueden resultar de gran utilidad a la hora de reducir los daños causados por estos fenómenos meteorológicos.

En cuanto al análisis de los episodios de nevadas, se decidió aplicar una metodología de *ensembles* o predicción por conjuntos, lo que posibilita realizar estimaciones probabilísticas. Según Jankov *et al.* (2005), es posible lograr dispersión en la modelización a partir de la combinación de distintas parametrizaciones del modelo. De acuerdo con Stensrud *et al.* (2000), los *ensembles* basados en la alteración de las condiciones iniciales son menos efectivos que los basados en la modificación de la física del modelo cuando prevalece el forzamiento orográfico sobre el forzamiento a gran escala. Por esto, en este estudio se decidió desarrollar una metodología de *ensembles* a partir de cuatro parametrizaciones microfísicas y dos esquemas de capa límite.

En los resultados obtenidos se comprueba que tanto las parametrizaciones microfísicas como las de capa límite provocan una gran influencia sobre la distribución tanto espacial como temporal de la precipitación acumulada estimada por el modelo, lo que es consistente con lo señalado por Iguchi *et al.* (2012). En general ninguna parametrización microfísica destaca de forma notable sobre el resto, lo que concuerda con los resultados de Gallus Jr. y Bresch (2006), aunque sí hay que señalar que los mejores resultados en la zona de estudio se obtienen con la parametrización microfísica de Thompson. En cuanto a los esquemas de capa límite, Mellor-Yamada-Janjic es más preciso en términos generales, mientras que Yonsei University sobrestima las precipitaciones de forma sistemática. Esto se puede deber a que según Weisman *et al.* (2008) este esquema suele generar capas límites muy profundas y más cálidas y, además, tiende a eliminar las inversiones térmicas. El análisis realizado muestra que la precipitación media obtenida por el *ensemble* compuesto por las ocho configuraciones es más preciso (especialmente en lo que se refiere a distribución espacial de las precipitaciones) que cualquiera de las estimaciones deterministas, lo que está en concordancia con lo expresado por Schwartz *et al.* (2010).

Sin embargo, el error cuadrático medio seguía siendo elevado, lo que obligó a la aplicación de un postproceso. En este caso se decidió implementar una regresión lineal múltiple, obteniéndose grandes resultados especialmente a la hora de eliminar la sobrestimación de la precipitación en las simulaciones con el esquema de capa límite de Yonsei University. Reducciones en el error cuadrático medio mediante la aplicación de esta metodología fueron previamente obtenidas por *Wilson (2007)* y *Yuan et al. (2008)*.

Se realizaron simulaciones con dominios anidados de 27, 9 y 3 km, obteniéndose los mejores resultados en los dominios de mayor resolución, siendo especialmente destacada la mejora en las zonas del área de estudio con orografía abrupta debido a una mejor representación de los factores mesoescalares al aumentar la resolución espacial del modelo (*Fargey et al., 2014*).

La información probabilística proporcionada por la metodología de *ensembles* es muy útil a la hora de minimizar los riesgos que las nevadas provocan sobre las actividades humanas. Además, permite conocer la incertidumbre de la estimación y la acumulación máxima calculada por las 8 estimaciones deterministas.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

En esta sección se exponen las principales conclusiones extraídas de la presente memoria de tesis doctoral, enumerándose con relación a cada uno de los objetivos definidos en el capítulo 2.

En primer lugar, el **objetivo 1** de esta memoria de tesis doctoral consistía en analizar las características microfísicas que se dan en el interior de las masas nubosas en situaciones de carga extrema de hielo con los datos aportados por la sonda CAPS instalada en la aeronave C-212-200 y la instrumentación instalada en superficie. Los resultados obtenidos permiten concluir que:

1. La presencia de gotas subfundidas indica la existencia de, por una parte, una baja concentración de IN y, por otra parte, una baja eficiencia de los procesos de glaciación a temperaturas superiores a -15°C . Estos factores favorecen el desarrollo de condiciones propicias para el engelamiento en aviones.
2. Los hidrometeoros en fase sólida son predominantes en nubes con temperaturas en su techo inferiores a -15°C . El engelamiento en aviones es inhibido cuando aparecen hidrometeoros en fase sólida ya que el agua líquida subfundida es eliminado mediante acreción o *riming* y el proceso de Bergeron-Findeisen.
3. Durante el episodio de engelamiento, el avión se encontró con temperaturas en torno a -12°C cuando volaba a 3500 msnm, temperatura óptima para la aparición de agua subfundida. Este hecho unido a la baja concentración de IN medida por la cámara de nubes impidió una adecuada eficiencia de los procesos de nucleación.
4. Además, el radiómetro de microondas registró una débil capa estable justo por debajo del nivel de 600 hPa, que favorecía la formación de cizalladura, incrementando la eficiencia del proceso de colisión-coalescencia y con ello la aparición de SLD.
5. La sonda CAPS detectó la presencia de agua líquida subfundida al atravesar la onda de montaña situada sobre el valle del Lozoya, observándose que prácticamente todos los hidrometeoros que formaban esta nube se encontraban en fase líquida.

El **objetivo 2** pretendía identificar los factores mesoescalares que intervienen en la aparición de situaciones de carga de hielo en los aviones mediante simulaciones con el modelo mesoescalar WRF. En este sentido se ha concluido que:

1. Al analizar el episodio de engelamiento en el avión con el modelo WRF se ha apreciado la existencia de una anomalía dinámica de la tropopausa de tipo frío o ciclónica acercándose desde el norte de la península ibérica hacia el área de estudio. En su desplazamiento empujaba una masa de aire más húmeda y cálida.
2. De forma secundaria, otra anomalía fría de la tropopausa se encontraba al suroeste de la península ibérica, favoreciendo la acumulación de humedad en el centro de la península.
3. El flujo de viento perpendicular a la Sierra de Guadarrama provocó la aparición de una mesobaja a sotavento de la barrera orográfica, que favoreció tanto la convergencia de vientos como el desarrollo de corrientes ascendentes en la región donde se detectó engelamiento en el avión.
4. El modelo WRF detectó una capa estable en torno a 4000 msnm. Por debajo de esa capa, en presencia de una atmósfera con estabilidad estática neutra, se crean ondas de montaña a sotavento de la Sierra de Guadarrama.
5. Las corrientes de aire verticales asociadas a la mesobaja y ondas de montaña proporcionaron agua líquida y suficiente tiempo para el desarrollo y acumulación de SLD, formándose una capa con una elevada concentración de agua líquida subfundida justo por debajo de la capa estable y coincidiendo con el techo nuboso de la onda de montaña.
6. La combinación de todos estos factores provocó la aparición de condiciones favorables al engelamiento en una pequeña región situada sobre el valle del Lozoya a una altura comprendida entre los 3500-4000 msnm, coincidiendo con la presencia de una onda de montaña en esa zona.

El **objetivo 3** se fijó estudiar los factores que favorecen la aparición de precipitación engelante en la península ibérica con la finalidad de minimizar los riesgos en el transporte. Mediante el análisis de un caso de estudio de lluvia engelante se han extraído las siguientes conclusiones:

1. La advección de humedad en niveles bajos es un ingrediente imprescindible para el desarrollo de llovizna engelante. Este hecho junto con las corrientes verticales ascendentes causadas por forzamiento orográfico posibilitó la formación de nubes bajas a barlovento de la Sierra de Guadarrama.

2. El espesor de la nube y la temperatura de su techo son factores fundamentales a la hora de permitir la glaciación de los hidrometeoros en fase líquida. Temperaturas de techo de nube inferiores a -15°C y espesores elevados favorecen enormemente los procesos de nucleación, inhibiendo el riesgo de llovizna engelante.
3. La presencia de estabilidad atmosférica en niveles medios impide el desarrollo vertical de la nubosidad, facilitando que la temperatura del techo nuboso sea superior a -15°C y el espesor de la nube reducido.
4. Además, se ha observado que la baja concentración de IN (como la registrada durante el episodio analizado) dificulta aún más la nucleación, aumentando el riesgo de que se produzca precipitación engelante.

Posteriormente, a través del **objetivo 4** se pretendía mejorar la resolución del campo de precipitación engelante en la península ibérica a partir de la versión operativa del WRF. Estas son las conclusiones obtenidas a este respecto:

1. La modelización de episodios de precipitación engelante requiere una elevada resolución tanto temporal como espacial debido a que suelen tener lugar de forma muy local. Por ello se requiere una resolución horizontal elevada, en torno a 1 km.
2. En esta tesis se ha desarrollado una herramienta capaz de detectar de forma precisa la precipitación engelante originada mediante el proceso de colisión-coalescencia.
3. De forma análoga, se ha desarrollado una aplicación para calcular la magnitud del engelamiento atmosférico en superficie a partir de la temperatura, velocidad del viento y cantidad de agua líquida en el aire en contacto con la superficie.

Finalmente, en el **objetivo 5** se pretendía desarrollar una herramienta capaz de aportar información probabilística sobre el riesgo de nevadas en la península ibérica a partir de un (*ensemble*) formado por distintas simulaciones deterministas. Con respecto a este punto se han extraído las siguientes conclusiones:

1. No existe una única configuración del modelo WRF que sea la más precisa para cada una de las diferentes situaciones sinópticas que pueden darse durante episodios de nevadas en el noroeste de la península ibérica.
2. Tras evaluar distintas parametrizaciones microfísicas y de capa límite se ha determinado que la combinación Thompson junto a Mellor-Yamada-Yanjic es la más exacta para la predicción numérica de la precipitación diaria acumulada y para la detección de nevadas a escala regional. No obstante, la configuración más fiable en la determinación de la distribución horaria de las precipitaciones es la Thompson-Yonsei University.

3. La precisión en la distribución espacial de las precipitaciones mejora notablemente al combinar las ocho simulaciones deterministas en un *ensemble* medio. La utilización de metodologías de *ensembles* permite contar con información probabilística sobre la ocurrencia o no de un determinado fenómeno meteorológico y, además, proporciona información acerca de la incertidumbre de la estimación.
4. Se ha observado un incremento notable de precisión del modelo en las simulaciones con una resolución espacial mayor de 10 km, aunque se necesitarán análisis en mayor profundidad para determinar la conveniencia de incrementar la resolución espacial o el número de *ensembles*.

CONCLUSIONS

The main conclusions of the doctoral thesis are exposed in this section, being listed in relation to each of the objectives defined in Chapter 2.

First, the **objective 1** consisted in analyzing microphysical characteristics that occur within cloud systems in extreme ice load conditions by the data provided by the CAPS sensor installed in the aircraft C- 212-200 and instrumentation installed on the ground. The results allow to conclude that:

1. The presence of supercooled droplets indicates the existence of, on the one hand, a low concentration of IN and, moreover, a low efficiency of nucleation processes at temperatures above -15°C . These factors favour the development of conditions conducive to aircraft icing.
2. The solid phase hydrometeors are prevalent in clouds with top temperatures below -15°C . Aircraft icing is inhibited when solid phase hydrometeors appear since supercooled liquid water is removed by riming and Bergeron-Findeisen process.
3. During the icing event, the aircraft encountered temperatures around -12°C at 3500 masl, which is an optimal temperature for the appearance of supercooled water. This together with the low concentration of IN measured by the cloud chamber prevented adequate efficiency of the nucleation processes.
4. Furthermore, the radiometer recorded a weak stable layer just below the level of 600 hPa, favoring the formation of shear, increasing the efficiency of collision-coalescence process and thus the appearance of SLD.
5. The CAPS probe detected the presence of supercooled liquid water when crossing the mountain wave located over the Lozoya valley, registering that virtually all cloud hydrometeors were in liquid phase.

Objective 2 aimed to identify mesoscale factors involved in the occurrence of aircraft icing by simulations with WRF model. In this sense it has been concluded that:

1. A cold (or cyclonic) dynamic tropopause anomaly was coming to the study area from the north of the Iberian Peninsula. In its movement it is pushing a warm and humid air mass.

2. Secondly, another cold tropopause anomaly was located in the southwest of the Iberian Peninsula, favouring the accumulation of moisture in the study area.
3. The wind flow perpendicular to the Guadarrama Mountains caused the formation of a mesolow downwind of the orographic barrier, which favored both the convergence of winds and updrafts development in the region where aircraft icing was detected.
4. The WRF model detected a stable layer at around 4000 masl. Below this layer, in the presence of a neutral static stability atmosphere, mountain waves were developed downwind of the Guadarrama Mountains.
5. Vertical air currents associated with mesolow and mountain waves provided liquid water and sufficient time for the development and accumulation of SLD, forming a layer with a high concentration of supercooled liquid water just below the stable layer coinciding with the cloud top of the mountain wave.
6. The combination of all these factors led to the emergence of favorable conditions for icing in a small region located over the Lozoya valley at a height between 3500-4000 masl, coinciding with the presence of a mountain wave.

Objective 3 was set to study the factors that favor the appearance of freezing precipitation in the Iberian Peninsula in order to minimize risks in transport. The following conclusions have been drawn by analyzing a case study of freezing drizzle:

1. Moisture advection at low levels is a requisite for the development of freezing drizzle. This fact along with the updrafts caused by orographic forcing enabled the formation of orographic clouds upwind of the Guadarrama Mountains.
2. Cloud top temperature and cloud thickness are fundamental in enabling the freezing of liquid phase hydrometeors. Thick Cloud and with top temperatures below -15°C greatly favour the nucleation processes, inhibiting the risk of freezing precipitation.
3. Atmospheric stability at mid levels prevents vertical development of cloudiness, facilitating the existence of cloud top temperature over -15°C and reduced thickness.
4. Moreover, low IN concentration (as recorded during the episode analyzed) avoid a correct development of nucleation, increasing the risk of freezing precipitation.

Subsequently, **objective 4** tried to improve the knowledge of freezing precipitation in the Iberian Peninsula from the operational version of WRF model. These are the conclusions drawn in this respect:

1. The modelization of freezing precipitation episodes requires high temporal and spatial resolution because they very often take place locally. We therefore consider that a horizontal resolution about 1 km is required.
2. In this thesis, a tool that can accurately detect the freezing precipitation caused by the collision-coalescence process has been developed.
3. Similarly, an application has been developed to calculate the magnitude of atmospheric icing accumulated on the surface from the temperature, wind speed and amount of LWC in the air in contact with the surface.

Finally, **objective 5** was set out to develop a tool capable of providing probabilistic information about snowfall risk from an ensemble formed by different deterministic simulations. With regard to this point, the following conclusions have been drawn:

1. There is no a perfect WRF setting that is most accurate for each synoptic situation that may occur during episodes of snow in the northwest of the Iberian Peninsula.
2. After evaluating several microphysical and boundary layer parameterizations, it has been determined that the combination Thompson and Mellor-Yamada-Yanjic is the most accurate for numerical estimation of daily precipitation and accumulated snowfall. However, the configuration that holds greater reliability for temporal distribution of precipitation is the Thompson-Yonsei University.
3. The accuracy of the spatial distribution of rainfall greatly improves by combining eight deterministic simulations in an ensemble average. The use of this methodology allows providing probabilistic information on the occurrence of any particular weather event and also provides information about the uncertainty of the simulation.
4. A significant increase in the accuracy of the model simulations has been observed with spatial resolution higher than 10 km, although further analysis will be needed to determine the desirability of increasing spatial resolution or ensemble members.

CAPÍTULO 7

FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

En primer lugar, durante los próximos inviernos se prevé realizar nuevos vuelos científicos para la toma de datos en sistemas nubosos, en este caso en el noroeste de España. Todo el conocimiento adquirido en esta tesis será de gran ayuda para anticiparse a posibles dificultades que pudieran surgir durante estos vuelos. Especialmente, se realizarán simulaciones con el modelo WRF de forma previa a los vuelos para identificar posibles riesgos, prestando especial atención a la aparición de condiciones engelantes causadas por la presencia de agua líquida subfundida y también a la existencia de ondas de montaña provocadas por la interacción entre el flujo de viento y los sistemas montañosos. Las herramientas desarrolladas a lo largo de esta tesis para el tratamiento de la información proporcionada por el modelo WRF se mejorarán y se adaptarán a la nueva zona de estudio, y se espera que sean de gran utilidad para reducir riesgos en la navegación aérea.

De forma complementaria a la tesis y como fruto de las estancias que realicé en la Academia Sinica de Taipei (Taiwán), aprendí a utilizar el modelo de nubes *Wisconsin Dynamic and Microphysical Model* (WISCDYMM). Este modelo ha sido desarrollado en la Universidad de Wisconsin por el grupo de investigación dirigido por el Dr. Pao K. Wang, quien fue mi director de tesis durante las citadas estancias. La idea es analizar la influencia de distintos procesos microfísicos sobre la intensidad y duración de la convección mediante la manipulación del modelo. Esto nos permitiría conocer en mayor profundidad los procesos microfísicos, y anticiparnos a su funcionamiento sobre distintas condiciones ambientales.

También se pretende desarrollar la investigación de los episodios de nevadas, debido a la gran dificultad que supone actualmente la gestión de estos episodios, principalmente enfocado a la situación del tráfico. En este sentido, se pretende aplicar la metodología desarrollada a otras zonas de estudio en las que pueda haber una red de datos más densa y con datos de agua líquida equivalente durante nevadas más fiables. Además, se pretende calcular la resolución espacial y el número de *ensembles* óptimos. Sería oportuno combinar esta información con datos de carreteras durante temporales de nieve, con vistas a intentar aplicar esta metodología de forma operativa con el fin de reducir costes y optimizar el rendimiento de las infraestructuras de transporte.

Además, en los últimos meses estamos dando los primeros pasos para realizar la transferencia de conocimiento que hemos adquirido en el manejo del modelo WRF para analizar otro fenómeno meteorológico: las nieblas de advección. Estas nieblas pueden ser muy espesas en las laderas de barlovento de los sistemas montañosos, especialmente aquellos cercanos al mar y con flujos de aire muy húmedos. Este fenómeno meteorológico puede suponer un riesgo para el tráfico por carretera debido a la prácticamente nula visibilidad que acarrea. Con este objetivo, se pretende aplicar la metodología de los *ensembles* en esta materia, para mejorar la previsión de este fenómeno meteorológico que actualmente es prácticamente imposible de predecir a través de los modelos meteorológicos utilizados por los organismos oficiales. La causa principal es la baja resolución de estos modelos, que no son capaces de identificar estos procesos que ocurren en un área muy limitada. Por ello, será imprescindible utilizar modelos mesoescalares con una resolución espacial del orden de 1 km.

Finalmente, existe la posibilidad de colaborar en un proyecto europeo que tiene por objetivo caracterizar el *spread* de las predicciones probabilistas del modelo del ECMWF, con el fin de elaborar un atlas climático de viento del continente europeo.

CAPÍTULO 8

LISTADO DE PUBLICACIONES

La Memoria de Tesis Doctoral que aquí se presenta se ha realizado por compendio de publicaciones, cada una de las cuales componen los capítulos principales de la misma. Además, he participado en el desarrollo de otras publicaciones en calidad de coautor. A continuación se exponen estas publicaciones.

■ Artículos del compendio de publicaciones:

1. Fernández-González, S., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2014a), Weather features associated with aircraft icing conditions: A case study, *The Scientific World Journal*, 2014, Article ID 279063, doi:10.1155/2014/279063.
2. Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2014b), Observation of a freezing drizzle episode: A case study, *Atmospheric Research*, 149, 244-254, doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.014.
3. Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2015a), Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120 (9), 3984-3999, doi:10.1002/2014JD022916.
4. Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2015b), Numerical simulations of snowfall events: Sensitivity analysis of physical parameterizations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120 (19), 10130-10148, doi:10.1002/2015JD023793.

■ Artículos publicados como coautor:

1. Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Gascón, E. (2014), Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends, *The Scientific World Journal*, 2014, no. 480275, doi:10.1155/2014/480275.

2. García-Ortega, E., Hermida, L., Hierro, R., Merino, A., Gascón, E., Fernández-González, S., Sánchez, J.L., López, L. (2014), Anomalies, trends and variability in atmospheric fields related to hailstorms in north-eastern Spain, *International Journal of Climatology*, 34, 3251-3263, doi:10.1002/joc.3910.
3. Gascón, E., Sánchez, J.L., Charalambous, D., Fernández-González, S., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2015a), Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula, *Atmospheric Research*, 153, 250-263, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.001.
4. Gascón, E., Sánchez, J.L., Fernández-González, S., Hermida, L., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. (2015b), Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 1565-1581, doi:10.1002/2014JD022510.
5. Gascón, E., Merino, A., Sánchez, J.L., Fernández-González, S., García-Ortega, E., López, L., Hermida, L. (2015c), Spatial distribution of thermodynamic, conditions of severe storms in southwestern Europe, *Atmospheric Research*, 164-165, 194-209, doi:10.1016/j.atmosres.
6. Merino, A., López, L., Hermida, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Gascón, E., Fernández-González, S. (2015), Identification of drought phases in a 110-year record from Western Mediterranean basin: Trends, anomalies and periodicity analysis for Iberian Peninsula, *Global and Planetary Change*, 133, 96-108, doi:10.1016/j.gloplacha.2015.08.007.

■ **Capítulos de libro:**

1. Sánchez, J.L., Merino, A., López, L., García-Ortega, E., Gascón, E., Fernández-González, S., Marcos, J.L. Observación, análisis y predicción de tormentas de granizo, *Fenómenos meteorológicos adversos*. 1, pp. 127-141. Consorcio de Compensación de Seguros, 2013.

Bibliografía

- Arctic Climate Impact Assessment (2004), Impacts of a Warming Arctic, *Cambridge University Press*, 139 pp.
- Ashenden, R., W. Lindberg, J. D. Marwitz y B. Hoxie (1996), Airfoil performance degradation by supercooled cloud, drizzle, and rain drop icing, *Journal of Aircraft*, 33(6), 1040–1046.
- Aviation Safety Network (2008), ASN database of accidents, [Available online at <http://aviation-safety.net>].
- Baumgardner, D., J. L. Brenguier, A. Bucholtz, H. Coe, P. DeMott, T. J. Garret, J. F. Gayet, M. Hermann, A. Heymsfield, A. Korolev, M. Krämer, A. Petzold, W. Strapp, P. Pilewskie, J. Taylor, C. Twohy, M. Wendisch, W. Bachalo, y P. Chuang (2011), Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: A cook's tour of mature and emerging technology, *Atmospheric Research*, 102, 10–29, doi:10.1016/j.atmosres.2011.06.021.
- Bernstein, B. C. (2000), Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain and ice pellet events, *Weather and Forecasting*, 15, 485–508, doi:10.1175/1520-0434(2000)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2.
- Bernstein, B. C., F. McDonough, M. K. Politovich, B. G. Brown, T. P. Ratvasky, D. R. Miller, C. A. Wolff, y G. Cunning (2005), Current icing potential: algorithm description and comparison with aircraft observations, *Journal of Applied Meteorology*, 44(7), 969–986, doi:10.1175/JAM2246.1.
- Black, A. W., y T. L. Mote (2015), Characteristics of winter-precipitation-related transportation fatalities in the United States, *Weather, Climate, and Society*, 7, 133–145, doi:10.1175/WCAS-D-14-00011.1.
- Caramelo, L., y M. D. Manso-Orgaz (2007), A study of precipitation variability in the Duero Basin (Iberian Peninsula), *International Journal of Climatology*, 27, 327–339, doi:10.1002/joc.1403.
- Carrière, J. M., C. Lainard, C. L. Bot, y F. Robart (2000), A climatological study of surface freezing precipitation in Europe, *Meteorological Applications*, 7, 229–238.

- Castro, A., J. L. Marcos, J. Dessens, J. L. Sánchez, y R. Fraile (1998), Concentration of ice nuclei in continental and maritime air masses in Leon (Spain), *Atmospheric Research*, 47-48, 155–167.
- Changnon, S. A. (2007), Catastrophic winter storms: An escalating problem, *Climatic Change*, 84(2), 131–139.
- Cober, S. G., J. W. Strapp, y G. A. Isaac (1996), An example of supercooled drizzle drops formed through a collision-coalescence process, *Journal of Applied Meteorology*, 35, 2250–2260, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<2250:AEOSDD>2.0.CO;2.
- Cober, S. G., G. A. Isaac, y J. W. Strapp (2001), Characterizations of aircraft icing environments that include supercooled large drops, *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1984–2002, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1984:COAIET>2.0.CO;2.
- Colli, M., L. Lanza, P. La Barbera, y P. Chan (2014), Measurement accuracy of weighing and tipping-bucket rainfall intensity gauges under dynamic laboratory testing, *Atmospheric Research*, 144, 186–194, doi:10.1016/j.atmosres.2013.08.007.
- Cortinas, J. V., B. C. Bernstein, C. C. Robbins, y J. W. Strapp (2004), An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976–90, *Weather and Forecasting*, 19, 377–390, doi:10.1175/1520-0434(2004)019<0377:AAOFRF>2.0.CO;2.
- Datla, S., y S. Sharma (2008), Impact of cold and snow on temporal and spatial variations of highway traffic volumes, *Journal of Transport Geography*, 16(5), 358–372, doi:10.1016/j.jtrangeo.2007.12.003.
- del Río, S., L. Herrero, R. Fraile, y A. Penas (2011), Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain (1961–2006), *International Journal of Climatology*, 31, 656–667, doi:10.1002/joc.2111.
- Drage, M., y G. Hauge (2007), Atmospheric icing in a coastal mountainous terrain. Measurements and numerical simulations, a case study, *Cold Regions Science and Technology*, 53, 150–161, doi:10.1016/j.coldregions.2007.12.003.
- Drage, M. A., y T. K. Thiis (2012), Large-scale measurements and numerical simulations of in-cloud icing around a mountain ridge, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 104, 523–531, doi:10.1016/j.jweia.2012.02.028.
- Dusek, U., G. P. Frank, L. Hildebrandt, J. Curtius, J. Schneider, S. Walter, D. Chand, F. Drewnick, S. Hings, D. Jung, S. Borrmann, y M. O. Andreae (2006), Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles, *Science*, 312, 1375–1378, doi:10.1126/science.1125261.

- Eisenberg, D., y K. E. Warner (2005), Effects of snowfalls on motor vehicle collisions, injuries, and fatalities, *The American Journal of Public Health*, 95, 120–125, doi: 10.2105/AJPH.2004.048926.
- Ellrod, G. P., y A. A. Bailey (2007), Assessment of aircraft icing potential and maximum icing altitude from geostationary meteorological satellite data, *Weather and Forecasting*, 22(1), 160–174, doi:10.1175/WAF984.1.
- Eriksson, M. (2001), Regional influence on the occurrence of road slipperiness during winter precipitation events, *Meteorological Applications*, 8, 449–460, doi:10.1017/S1350482701004066.
- Fargey, S., W. Henson, J. Hanesiak, y R. Goodson (2014), Characterization of an unexpected snowfall event in Iqaluit, Nunavut, and surrounding area during the Storm Studies in the Arctic field project, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(9), 5492–5511, doi:10.1002/2013JD021176.
- Fernández-González, S., S. del Río, A. Castro, A. Penas, M. Fernández-Raga, A. I. Calvo, y R. Fraile (2012), Connection between NAO, weather types and precipitation in León, Spain (1948–2008), *International Journal of Climatology*, 32, 2181–2196, doi:10.1002/joc.2431.
- Gallus Jr., W., y J. Bresch (2006), Comparison of impacts of WRF dynamic core, physics package, and initial conditions on warm season rainfall forecasts, *Monthly Weather Review*, 134(9), 2632–2641, doi:10.1175/MWR3198.1.
- Geresdi, I., R. Rasmussen, W. Grabowski, y B. Bernstein (2005), Sensivity of freezing drizzle formation in stably stratified clouds to ice processes, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88, 91–105, doi:10.1007/s00703-003-0048-5.
- Germain, D., L. Filion, y B. Hétu (2009), Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada, *Climatic Change*, 92, 141–167, doi:10.1007/s10584-008-9439-4.
- Green, S. D. (2006), A study of U.S. inflight icing accidents and incidents, 1978 to 2002, *Proc. 44th AIAA Aerospace Sciences Meeting and Exhibit*, 26 pp., AIAA 2006-82, Reno, NV.
- Henson, W., R. Stewart, B. Kochtubajda, y J. Theriault (2011), The 1998 ice storm: Local flow fields and linkages to precipitation, *Atmospheric Research*, 101, 852–862, doi:10.1016/j.atmosres.2011.05.014.
- Hewison, T. J. (2007), Profiling Temperature and Humidity by Ground-based Microwave Radiometers, *PhD Thesis Department of Meteorology*, University of Reading, UK, 191 pp.

- Hughes, M., P. J. Neiman, E. Sukovich, y M. Ralph (2012), Representation of the Sierra Barrier Jet in 11 years of a high-resolution dynamical reanalysis downscaling compared with long-term wind profiler observations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D18,116, doi:10.1029/2012JD017869.
- Huffman, G. J., y G. A. Norman Jr. (1988), The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation, *Monthly Weather Review*, 116(11), 2172–2182.
- Iguchi, T., T. Matsui, J. J. Shi, W. K. Tao, A. P. Khain, A. Hou, R. Cifelli, A. Heymsfield, y A. Tokay (2012), Numerical analysis using WRF-SBM for the cloud microphysical structures in the C3VP field campaign: Impacts of supercooled droplets and resultant riming on snow microphysics, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D23, doi:10.1029/2012JD018101.
- IPCC (2007), Climate Change 2007: synthesis report. In Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *IPCC: Geneva*, Switzerland, 104 pp.
- Jankov, I., W. Gallus Jr., M. Segal, B. Shaw, y S. Koch (2005), The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall, *Weather and Forecasting*, 20(6), 1048–1060, doi:10.1175/WAF888.1.
- Juga, I., M. Hippi, D. Moiseev, y E. Saltikoff (2012), Analysis of weather factors responsible for the traffic Black Day in Helsinki, Finland, on 17 March 2005, *Meteorological Applications*, 19, 1–9, doi:10.1002/met.238.
- Kim, J., y H.-S. Kang (2007), The Impact of the Sierra Nevada on Low-Level Winds and Water Vapor Transport, *Journal of Hydrometeorology*, 8, 790–804, doi:10.1175/JHM599.1.
- Korolev, A. V., G. A. Isaac, S. G. Cober, J. W. Strapp, y J. Hallett (2003), Observation of the microstructure of mixed phase clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129, 39–66, doi:10.1256/qj.01.204.
- Korolev, A. V., G. A. Isaac, J. W. Strapp, S. G. Cober, y H. W. Barker (2007), In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(628), 1693–1699, doi:10.1002/qj.147.
- Lackmann, G. M., K. Keeter, L. G. Lee, y M. B. Ek (2002), Model representation of freezing and melting precipitation: Implications for winter weather forecasting, *Weather and Forecasting*, 17, 1016–1033, doi:10.1175/1520-0434(2003)017<1016:MROFAM>2.0.CO;2.
- Lee Jr., R. E., M.R. Lee, y J. M. Strong-Gunderson (1993), Insect cold-hardiness and ice nucleating active microorganisms including their potential use for biological control, *Journal of Insect Physiology*, 39(1), 1–12.

- Lensky, I. M., y D. Rosenfeld (2003), Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime, *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1227–1233, doi:10.1175/1520-0450(2003)042<1227:SIIPFP>2.0.CO;2.
- Levizzani, V., S. Laviola, y E. Cattani (2011), Detection and measurement of snowfall from space, *Remote Sensing*, 3(1), 145–166, doi:10.3390/rs3010145.
- Libbrecht, K. G. (2005), The Physics of Snow Crystals, *Reports on Progress in Physics*, 68, 855–895, doi:10.1088/0034-4885/68/4/R03.
- List, R., R. Nissen, y C. Fung (2009), Effects of pressure on collision, coalescence, and breakup of raindrops. Part I: Experiments at 50 kPa, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 2190–2203, doi:10.1175/2009JAS2863.1.
- Liu, C., M. W. Moncrieff, y E. J. Zipser (1997), Dynamical influence on microphysics in tropical squall lines: a numerical study, *Monthly Weather Review*, 125, 2190–2210.
- López-Bustins, J. A., J. Martín-Vide, y A. Sánchez-Lorenzo (2008), Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns, *Global and Planetary Change*, 63, 171–176, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.002.
- Lorenzo, M. N., J. J. Taboada, y L. Gimeno (2008), Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain), *International Journal of Climatology*, 28, 1493–1505, doi:10.1002/joc.1646.
- Lundquist, J. D., P. J. Neiman, B. Martner, A. B. White, D. J. Gottas y F. M. Ralph (2008), Rain versus snow in the Sierra Nevada, California: comparing doppler profiling radar and surface observations of melting level, *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 194–211, doi:10.1175/2007JHM853.1.
- Lynch, F. T., y A. Khodadoust (2001), Effects of ice accretions on aircraft aerodynamics, *Progress in Aerospace Sciences*, 37, 669–767, doi:10.1016/S0376-0421(01)00018-5.
- Makkonen, L., y E. P. Lozowski (2008), Numerical modelling of icing on power network equipment, *Atmospheric Icing of Power Networks*, 2008, 83–117, doi:10.1007/978-1-4020-8531-4_3.
- Marwitz, J. D., M. K. Politovich, B. C. Bernstein, F. M. Ralph, P. J. Neiman, R. Ashenden, y J. Bresch (1997), Meteorological conditions associated with the ATR-72 aircraft accident near Roselawn, Indiana, on 31 October 1994, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 41–52, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0041:MCAWTA>2.0.CO;2.
- Merino, A., S. Fernández, L. Hermida, L. López, J. Sánchez, E. García-Ortega, y E. Gascón (2014), Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and

- their influence on snow day trends, *The Scientific World Journal*, 2014, doi:10.1155/2014/480275.
- Morán-Tejeda, E., J. López-Moreno, A. Ceballos-Barbancho, y S. Vicente-Serrano (2011), River regimes and recent hydrological changes in the Duero basin (Spain), *Journal of Hydrology*, 404(3-4), 241–258, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.034.
- Norrman, J., M. Eriksson, y S. Lindqvist (2000), Relationships between road slipperiness, traffic accident risk and winter road maintenance activity, *Climate Research*, 15, 185–193, doi:10.3354/cr015185.
- Paredes, D., R.M. Trigo, R. García-Herrera, y I.F. Trigo (2006), Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: Weather typing and storm-tracking approaches, *Journal of Hydrometeorology*, 7, 101–113, doi:10.1175/JHM472.1.
- Pielke R.A., y M. Downton (2000), Precipitation and damaging floods: Trends in the United States, 1932-97, *Journal of Climate*, 13(20), 3625–3637, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3625:PADFTI>2.0.CO;2.
- Pobanz, B. M., J. D. Marwitz, y M. K. Politovich (1994), Conditions associated with large-drops regions, *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1366–1372.
- Politovich, M. K. (1989), Aircraft icing caused by large supercooled droplets, *Journal of Applied Meteorology*, 28(9), 856–868.
- Prenni A.J., M. D. Petters, S. M. Kreidenweis, C. L. Heald, S. T. Martin, P. Artaxo, R. M. Garland, A. G. Wollny, y U. Pöschl (2009), Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin, *Nature Geoscience*, 2, 402–405, doi:10.1038/ngeo517.
- Qiu, L., y W. A. Nixon (2008), Effects of adverse weather on traffic crashes, *Transportation Research Record*, 2055, 139–146, doi:10.3141/2055-16.
- Rasmussen, R., B. Baker, J. Kochendorfer, T. Meyers, S. Landolt, A. Fischer, J. Black, J. Thériault, P. Kucera, D. Gochis, C. Smith, R. Nitu, M. Hall, K. Ikeda, y E. Gutmann (2012), How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), 811–829, doi:10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Rauber R.M., y L. O. Grant (1986), The characteristics and distribution of cloud water over the mountains of northern Colorado during wintertime storms. Part II: spatial distribution and microphysical characteristics, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(4), 489–504, doi:10.1175/1520-0450(1986)025<0489:TCADOC>2.0.CO;2.
- Rauber R.M., y A. Tokay (1991), An explanation for the existence of supercooled water at the top of cold clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(8), 1005–1023.

- Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, y K. E. Kunkel (2000), The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events, *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1185–1195, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2.
- Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, y D. Miller (2001), A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States East of the Rocky Mountains, *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1724–1747, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1724:ASWPAS>2.0.CO;2.
- Reinking, R. F., J. B. Snider, y J. L. Coen (2000), Influences of storm embedded orographic gravity waves on cloud liquid water and precipitation, *Journal of Applied Meteorology*, 39(6), 733–759, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<0733:IOSEOG>2.0.CO;2.
- Rodrigo, F. S., y R. M. Trigo (2007), Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002, *International Journal of Climatology*, 27, 513–529, doi:10.1002/joc.1409.
- Rogers, D. C. (1993), Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber, *Atmospheric Research*, 29(3-4), 209–228.
- Sánchez, J. L., R. Posada, E. García-Ortega, L. López, y J. L. Marcos (2013), A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a groundbased microwave radiometer, *Atmospheric Research*, 122, 43–54, doi:10.1016/j.atmosres.2012.10.024.
- Schwartz, C., J. Kain, S. Weiss, M. Xue, D. Bright, F. Kong, K. Thomas, J. Levit, M. Coniglio, y M. Wandishin (2010), Toward improved convection-allowing ensembles: Model physics sensitivities and optimizing probabilistic guidance with small ensemble membership, *Weather and Forecasting*, 25(1), 263–280, doi:10.1175/2009WAF2222267.1.
- Sibley, A. (2005), Analysis of the heavy orographic rainfall over North Wales, 2 and 4 February 2004, *Weather*, 60, 31–36, doi:10.1256/wea.155.04.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, y D. M. Barker (2008), A description of the Advanced Research WRF Version 3, *NCAR Tech. Note TN-475+STR*, doi:10.5065/D68S4MVH.
- Spellman, G. (2000), The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula, *Weather*, 55, 375–385, doi:10.1002/j.1477-8696.2000.tb04023.x.
- Stensrud, D., J.-W. Bao, y T. Warner (2000), Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems, *Monthly Weather Review*, 128(7 I), 2077–2107, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<2077:UICAMP>2.0.CO;2.

- Strapp, J. W., R. A. Stuart, y G. A. Isaac (1996), A Canadian climatology of freezing precipitation, and a detailed study using data from St. John's, Newfoundland, in *Proc. Int. Conf. on Aircraft Inflight Icing*, pp. 45–56, Federal Aviation Administration, Springfield, VA.
- Tafferner, A., T. Hauf, C. Leifeld, T. Hafner, H. Leykauf, y U. Voigt (2003), ADWICE: Advanced Diagnosis and Warning System for Aircraft Icing Environments, *Weather and Forecasting*, 18, 184–203, doi:10.1175/1520-0434(2003)018<0184:AADAWS>2.0.CO;2.
- Takahashi, T., T. Endoh, G. Wakahama (1991), Vapor diffusional growth of free-falling snow crystals between -3 and -23°C, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 69, 15–30.
- Trigo, R. M., y C. C. DaCamara (2000), Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, 20, 1559–1581, doi:10.1002/1097-0088(20001115)20:13<1559::AID-JOC555>3.0.CO;2-5.
- Trigo, R. M., y J. P. Palutikof (2001), Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between direct GCM output and different downscaling techniques, *Journal of Climate*, 14, 4422–4446, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4422:PSOIA>2.0.CO;2.
- Vaillancourt, P. A., A. Tremblay, S. G. Cober, y G. A. Isaac (2002), Comparison of Aircraft Observations with Mixed-Phase Cloud Simulations, *Monthly Weather Review*, 131, 656–671, doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0656:COAOWM>2.0.CO;2.
- Wang, P. K., y W. Ji (2000), Collision efficiencies of ice crystals at low-intermediate Reynolds number colliding with supercooled cloud droplets: a numerical study, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 1001–1009.
- Wang, P. K. (2013), *Physics and Dynamics of Clouds and Precipitation*, 467 pp., Cambridge University Press.
- Weisman, M., C. Davis, W. Wang, K. Manning, y J. Klemp (2008), Experiences with 0-36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model, *Weather and Forecasting*, 23(3), 407–437, doi:10.1175/2007WAF2007005.1.
- Wilson, T. (2007), The forecast accuracy of Australian Bureau of Statistics national population projections, *Journal of Population Research*, 24(1), 91–117.
- Yuan, H., J. McGinley, P. Schultz, C. Anderson, y C. Lu (2008), Short-range precipitation forecasts from time-lagged multimodel ensembles during the HMT-west-2006 campaign, *Journal of Hydrometeorology*, 9(3), 477–491, doi:10.1175/2007JHM879.1.
- Zawadzki, I., C. B. Szyrmer, y F. Fabry (2005), Modelling of the melting layer. Part III: The density effect, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3705–3723, doi:10.1175/JAS3563.1.

APÉNDICE A

ACRÓNIMOS

AEMET *Agencia Estatal de Meteorología*

CAS *Cloud and Aerosol Spectrometer*

CAPS *Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer*

CCN *Cloud Condensation Nuclei* (núcleos de condensación)

CIP *Cloud Imaging Probe*

ECMWF *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo)

EGU *European Geosciences Union*

FCSC *Fundación del Centro de Supercomputación de Castilla y León*

GFS *Global Forecasting System*

HIRLAM *High Resolution Limited Area Model*

IN *Ice Nuclei* (núcleos de congelación)

INTA *Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial*

IWV *Integrated Water Vapour* (contenido de vapor de agua integrado en la troposfera)

LWC *Liquid Water Content* (contenido de agua líquida)

LWP *Liquid Water Path* (contenido de agua líquida integrado en la troposfera)

MSG *METEOSAT Second Generation* (satélite METEOSAT de segunda generación)

NCAR *National Center for Atmospheric Research*

RMSD *Root Mean Square Deviation* (desviación del error cuadrático medio)

SLD *Supercooled Large Drops* (grandes gotas subfundidas)

SYNOP *Surface Synoptic Observations* (informes sinópticos en superficie)

TecoAgua Tecnologías Sostenibles para el Ciclo Integral del Agua

WISCDYMM *Wisconsin Dynamic and Microphysical Model*

WRF *Weather Research and Forecasting*



Memoria de Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor con Mención Internacional

A lo largo de la información recogida en esta Tesis Doctoral se recogen las investigaciones desarrolladas para alcanzar un mayor conocimiento de dos riesgos meteorológicos como son las nevadas y el engelamiento.

Para alcanzar este objetivo se han analizado múltiples casos de estudio mediante la instrumentación disponible, lo que ha permitido descubrir los factores meteorológicos conectados con estos fenómenos.

Posteriormente, se han simulado estos episodios con el modelo WRF y se han desarrollado nuevas herramientas con el fin de minimizar los efectos negativos de futuros episodios similares.

**Tesis dirigida por:
Dr. Francisco Valero Rodríguez
Dr. José Luis Sánchez Gómez**